

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Tereza SANKOTOVÁ

SLEDOVÁNÍ ROČNÍCH ZMĚN VÝŠKY HLADIN JEZER VE VYSOKÝCH TATRÁCH

**OBSERVATION OF ANNUAL WATER LEVEL CHANGES ON LAKES
IN HIGH TATRA MOUNTAINS**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Praha 2012

Zadání bakalářské práce

Název práce

Sledování ročních změn výšky hladin jezer ve Vysokých Tatrách

Cíle práce

Na základě dostupné literatury prostudovat roční změny kolísání hladin jezer ve Vysokých Tatrách a v horském prostředí vůbec, zaměřit se na příčiny kolísání hladin a sledovat závislost na genetickém typu jezera.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody: rešerše literatury, zpracování řady dat z měření výšky hladiny ze Skalnatého plesa a Hincových Ok

Zájmové území: Vysoké Tatry

Datum zadání: 15. 12. 2011

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 23. 5. 2012

.....

podpis

Tímto bych ráda poděkovala svému školiteli RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za trpělivost při konzultacích, věnovaný čas a poskytnutí cenných rad a nápadů. Dále bych ráda poděkovala RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za poskytnutí dat.

Abstrakt

Předložená bakalářská práce se zabývá kolísáním výšky hladin vysoko-tatranských jezer v průběhu roku, s tím souvisejícím hydrologickým režimem jezer a sledováním závislosti kolísání hladiny na genetickém typu jezera. Cílem práce je na základě dostupné literatury stanovení příčin ročních změn kolísání hladiny a ty následně porovnat s jinými vysokohorskými jezery. Poznatky z literatury jsou aplikovány na řadu dat kolísání výšky hladiny ze Skalnatého plesa a Hincových Ok. Porovnáním kolísání hladin jezer ve Vysokých Tatrách a na Šumavě byly prokázány výrazné rozdíly v ročním chodu výšky jezerní hladiny. Naopak jezera v ledovcových oblastech, jejichž hydrologický režim je závislý na jiných fyzicko-geografických činitelích, mají roční chod kolísání hladiny podobný.

Klíčová slova: Vysoké Tatry, jezero, hydrologický režim

Abstract

The presented thesis deals with annual lake level fluctuation in the High Tatra Mountains. It focuses on the related issue of the hydrological regime of lakes and the process of observation of level fluctuation depending on the genetic type of a lake. On the basis of the available literature, the thesis aims to determine the causes of annual changes in the level fluctuation and to compare these with other alpine lakes. The findings are applied to the lake level fluctuation data originating from the Skalnaté pleso and Hincové Oká. Through a comparison of level fluctuation of lakes in the High Tatra Mountains and the Šumava Mountains significant differences in the annual running of lake levels were found. By contrast, the comparison with the lakes in glacial area, whose hydrological regime is dependent on other physical-geographical factors, show that the annual running level fluctuations are similar.

Key words: High Tatra Mountains, lake, hydrological regime

1.	ÚVOD	10
2.	GENETICKÉ TYPY JEZER	12
2.1	KAROVÁ JEZERA	13
2.2	JEZERA HRAZENÁ MORÉNOU	14
2.3	ŠTRBSKÉ PLESO	15
3.	ZÁKLADNÍ MORFOMETRICKÉ ÚDAJE A ROZMÍSTĚNÍ JEZER	18
4.	KLIMA	26
4.1	TEPLOTA VZDUCHU	26
4.2	SRÁŽKOVÉ POMĚRY	28
4.3	SNĚHOVÁ POKRÝVKA	31
4.4	SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ	32
5.	HYDROLOGICKÉ POMĚRY VYSOKÝCH TATER	34
5.1	ODTOKOVÍ ČINITELÉ	34
5.2	PLOŠNÉ A ČASOVÉ ROZLOŽENÍ ODTOKU	37
5.3	TEPLOTA VODY A LEDOVÉ JEVY	40
5.4	HYDROLOGICKÁ BILANCE	41
5.5	VODNÍ TOKY	42
5.6	VODOPÁDY	43
5.7	PODZEMNÍ VODA	44
5.8	JEZERA	45
5.8.1	<i>Teplotní poměry jezer</i>	45
5.8.2	<i>Teplotní režim jezer</i>	47
5.8.3	<i>Současné změny ledové pokrývky</i>	50
6.	HYDROLOGICKÝ REŽIM JEZER	53
6.1	VODNÍ BILANCE	53
6.2	KOLÍSÁNÍ JEZERNÍ HLADINY	54
6.3	VYSOKOHORSKÁ JEZERA	54
6.3.1	<i>Vysoké Tatry</i>	54
6.3.2	<i>Šumava</i>	59
6.3.3	<i>Ťan Šan</i>	61
7.	HYDROLOGICKÝ REŽIM SLEDOVANÝCH LOKALIT	63
7.1	HINCOVÉ OKÁ	63
7.2	SKALNATÉ PLESO	65
8.	DISKUZE	69
9.	ZÁVĚR	72
10.	SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ A LITERATURY	74
10.1	INTERNETOVÉ ZDROJE	78

SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

Obrázky

Obr. 1: Digitální model dna Štrbského plesa

Obr. 2: Roční chod teploty vzduchu

Obr. 3: Roční chod srážek

Obr. 4: Průměrné lednové a červencové úhrny srážek

Obr. 5: Denní chod intenzity přímého slunečního

Obr. 6: Říční síť Vysokých Tater

Obr. 7: Geologická mapa slovenské části Tater

Obr. 8: Schematický profil poledníkem 20° v. z. d.

Obr. 9: Velický potok (Poprad – Veľká) – průměrné měsíční průtoky

Obr. 10: Poprad – klimatické charakteristiky

Obr. 11: Hincův p., Velický p., Studený p., Belá – průměrné měsíční průtoky

Obr. 12: Závislost výskytu trvalé ledové pokrývky na nadmořské výšce

Obr. 13: Závislost na rostoucí nadmořské výšce: A – zamrzání jezer, B – rozmrzání jezer, C – délka trvání ledové pokrývky

Obr. 14: Morskie Oko – výskyt trvalé ledové pokrývky

Obr. 15: Morskie Oko – maximální tloušťka ledu,

Obr. 16: Porovnání reakce stavu hladiny na srážkovou událost

Obr. 17: Ľadové pleso – stav hladiny a denní úhrny srážek v jeho povodí

Obr. 18: Długi Staw Gąsienicowy – kolísání hladiny v období říjen 2000 – září 2001

Obr. 19: Štrbské pleso – roční chod srážek, výparu a vodních stavů

Obr. 20: Štrbské pleso – vzestup hladiny po vydatných deštích

Obr. 21: Čertovo jezero – závislost výšky hladiny jezera na průtokovém množství vody

Obr. 22: Laka – závislost výšky hladiny jezera na průtokovém množství vody

Obr. 23: Adygine – kolísání hladiny a teploty vzduchu během roku

Obr. 24: Hincové Oká

Obr. 25: Hincové Oká – kolísání hladiny, období 25. 8. 2010 – 7. 9. 2011

Obr. 26: Hincové Oká – kolísání hladiny po odstranění chybných hodnot, období 23. 9. 2010 – 7. 9. 2011

Obr. 27: Skalnaté pleso

Obr. 28: Skalnaté pleso – kolísání hladiny, období 27. 8. 2010 – 8. 9. 2011

Obr. 29: Skalnaté pleso – průměrná výška hladiny ve vybraných měsících roku 2011

Obr. 30: Porovnání kolísání hladiny tatranských a šumavských jezer na příkladu Štrbského plesa a Čertova jezera

Tabulky

Tab. 1: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – slovenská část

Tab. 2: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – polská část

Tab. 3: Výsledky měření morfometrických parametrů Šobr, Česák (měřeno v r. 2001) a Gregor, Pacl (měřeno v r. 1961-64)

Tab. 4: Výškové rozložení jezer

Tab. 5: Nejvyšší morfometrické hodnoty jezer ve Vysokých Tatrách

Tab. 6: Průměrná roční teplota vzduchu – meteorologické stanice na severní a jižní straně Vysokých Tater

Tab. 7: Průměrné roční úhrny srážek v mm v rozdílných nadmořských výškách

Tab. 8: Průměrný počet dní se sněžením

Tab. 9: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou vysokou minimálně 1

Tab. 10: Procentuální rozdělení odtoku na slovenské části Vysokých Tater a v podhůří v průběhu roku

Tab. 11: Hydrologická bilance Tater

Tab. 12: Hlavní vodní toky Vysokých Tater – délka a plocha povodí

Tab. 13: Délka možného osvitu jezer sluncem

Tab. 14: Morskie Oko – charakteristika ledové pokrývky a ledových jevů

Tab. 15: Trendy v trvalé ledové pokrývce – severní polokoule

Tab. 16: Rozkolísanost hladin vybraných šumavských jezer v jednotlivých sledovaných obdobích

1. Úvod

Vysoké Tatry jsou nejvyšší celek Karpatské soustavy. Spolu s Belianskými Tatrami tvoří Východní Tatry, jejich hranici tvoří Kopské sedlo. Hranice mezi Západními a Východními Tatrami leží na linii Kôprová dolina – Dolina Suchej Wody. Jižní hranici tvoří Liptovsko-popradská kotlina, severní Podtatranská brázda (Lukniš, 1973). Zájmovým územím této práce jsou vysoko-tatranská jezera s detailnějším zaměřením na Skalnaté pleso a Hincové Oká.

Jezera Vysokých Tater jsou ledovcového původu. Vznikala v různých stádiích pleistocénního zalednění. Patří k nejmladším tvarům reliéfu, jejichž vznik je podmíněn činností ledovců. V rámci Karpatského oblouku byl rozsah i délka zalednění Vysokých Tater největší. To je příčinou nejvyšší koncentrace ledovcových jezer. Ve Vysokých Tatrách rozlišujeme dva základní typy jezer. Jezera ledovcem hloubená a jezera hrazená ledovcovými nánosy (morénami). Většina jezer je však smíšeného typu, původně ledovcové vyhloubeniny byly dodatečně zahrazeny morénovými valy. Z hlediska vodního režimu se většinou jedná o odtoková jezera, živěná srážkami nebo tavnou vodou, výjimečně zásobená potoky.

Předkládaná bakalářská práce se zabývá kolísáním výšky hladin jezer ve Vysokých Tatrách v průběhu roku. Cílem práce je určit příčiny a roční chod výšky hladiny. Dále sledování závislosti kolísání jezerní hladiny na genetickém typu jezera a na základě dostupné literatury porovnání těchto změn s jinými vysokohorskými jezery. Poznatky získané z odborné literatury porovnat s řadou dat kolísání výšky hladiny Skalnatého plesa a Hincových Ok.

Vlastní práce obsahuje především rešerši odborné literatury, závěrečná část je věnována zpracování naměřených dat ze dvou dotyčných jezer. Rešerše se zabývá genetickými typy jezer, klimatickými a hydrologickými poměry sledovaného území, hydrologickým režimem a kolísáním hladiny vysokohorských jezer. V závěrečné části je proveden rozbor hydrologického režimu Skalnatého plesa a Hincových Ok se zřetelem na roční rozkolísanost hladiny.

První zmínka o tatranských jezerech se v literatuře objevila již v 17. století (Pacl, 1973). Na začátku 30. let 20. století vyšel první atlas tatranských jezer. V 60. a 70. letech 20. století vzrostl zájem o tatranská jezera, na který navazovalo vydání poměrně velkého množství odborné literatury. O tento rozkvět se zasloužil především RNDr. Juraj Pacl, CSc. Od této doby nebyla vydána žádná ucelená publikace zabývající se touto problematikou, založená na nových výzkumech a měřeních.

Data pro analytickou část byla pořízena v rámci projektu GAAV (KJB 301110804): „Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy – Křížek, Engel, Tremel. V řadě dat z Hincových Ok se však v obdobích 25. 8. – 22. 9. 2010 a 8. 4. – 12. 5. 2011 vyskytla chyba způsobená pravděpodobně špatným umístěním barologgeru. K měření výšky hladiny byl použit automatický snímač hladiny s barometrickou kompenzací. K takovému měření je nutné použít dva dataloggery. Jeden, který je umístěný pod hladinou, zaznamenává kombinaci barometrického a hydrostatického tlaku. Na základě těchto dat stanoví výšku vodní hladiny odpovídající této kombinaci tlaku. K dosažení skutečné výšky hladiny je nutná kompenzace o barometrický tlak. Proto musí být umístěn v těsné blízkosti jezera druhý datalogger (barologger), který měří tlak vzduchu. Nesprávným umístěním však může dojít k jeho zatopení a tím ke znehodnocení dat. K čemuž došlo pravděpodobně i v případě Hincových Ok. Výška hladiny z chybně měřeného období může být získána manuální kompenzací o barometrický tlak měřený ne nejbližší meteorologické stanici ležící ideálně ve stejné nadmořské výšce. Jedná se však o poměrně náročný přepočet, a proto z časových důvodů nebyl proveden.

2. Genetické typy jezer

Všechna jezera Vysokých Tater jsou ledovcového původu. Vznikala v různých stádiích pleistocénního zalednění, zhruba před 20 000 lety (Pacl, Gregor, 2010). Patří k nejmladším tvarům reliéfu, jejichž vznik je podmíněný činností ledovců. Díky rozšíření severského kontinentálního ledovce, který v pleistocénu zasahoval až na území dnešního Polska, a rozsáhlému zalednění Alp se v Tatrách vytvořily ideální podmínky pro vznik horských ledovců. Vysoké Tatry vzhledem k Západním byly déle a podstatně rozsáhleji zaledněny, tudíž je jejich reliéf ledovcem více přemodelován. Tyto orografické podmínky Vysokých Tater stojí za výrazně vyšším počtem jezer i za jejich podstatně většími morfometrickými hodnotami.

Zalednění na jižní straně dosahovalo větší rozlohy než na severní. Podle Partsche (1923) během posledního zalednění měl jižní svah 145 km² zaledněné plochy, severní pouze 80 km². Lácika (2010) tvrdí, že ve vrcholném zalednění pokrývaly ledovce na severních svazích 65,29 km² plochy, na jižních svazích to bylo téměř 84,71 km². Za tímto výrazným rozdílem stojí tektonika. Jižní strana pohoří byla vyzdvihnuta výše, proto i ledovcové kary leží ve vyšších nadmořských výškách, navíc se na jižní straně nachází více údolí, která mohla být zaledněna. Není ani vyloučeno, že v době starších glaciálů se ledovce vyvíjely jen na jižním úbočí (Mida, 2011). Lukniš (1973), Kotarba (1992) i Klimaszewski (1988) potvrzují v Tatrách výrazné stopy posledních třech zalednění (mindel, riss a würm), zatímco důkazy o přítomnosti starších zalednění jsou méně zřetelné. O jejich existenci se dá usuzovat jen na základě vrstev glaciofluvialních uloženin. Odlišnosti lze nalézt v názorech na to, který z glaciálů byl nejmohutnější. Kalvoda (1974) i Lukniš (1973) považují za nejmohutnější předposlední glaciál (riss). V tomto období ledovcové splazy na jižní straně pohoří zasahovaly hluboko do předhůří a jejich mocnost byla největší. Kotarba (1992) i Klimaszewski (1988) jsou toho názoru, že každé zalednění bylo mohutnější než to, které mu předcházelo. Podle nich byl tedy nejmohutnější glaciál würm. Tento názor je však v rozporu se situací v Alpách i Jižních Karpatech, kde nejmohutnějším glaciálem byl právě riss (Ivy-Ochs a kol., 2006; Urdea, 2004).

V Tatrách rozlišujeme dva základní typy ledovcových jezer. Jezera ledovcem hloubená (karová) a jezera hrazená ledovcovými nánosy (morénami). Většina jezer ale vznikla oběma způsoby, původně ledovcové vyhloubeniny byly ještě zahrazeny morénou. Mezi jezera smíšeného typu patří například Popradské pleso, jehož pánev z boku zahradila boční moréna Mengusovského ledovce, nebo Batizovské pleso, které bylo částečně zahrazené ústupovou morénou Batizovského ledovce (Pacl, 1973). Nejvýše položená jezera jsou hloubená, ve středních polohách se nacházejí jezera smíšeného typu (tj. hloubená a dodatečně hrazená), nejnižší pak leží jezera hrazená. Podle vodního režimu se jedná o odtoková jezera, živená přímo srážkami nebo tavnou vodou, výjimečně zásobená potoky (Kunský, 1974).

2.1 Karová jezera

Karová jezera vznikla zatopením ledovcových kotlů (karů) po ústupu ledovce. Kary vznikají glaciální erozí ve skalnatém podloží. Mají charakter kotlinovité prohlubně ze tří stran obklopené strmými skalními stěnami, od údolí je odděluje skalnatý ledovcem přemodelovaný stupeň. Vznikají v závěrech dolin, kde je hlavní vyživovací oblast ledovce a nejvyšší aktivita ledových hmot. Zde se masy ledu udržely a působily nejdéle. Proto jsou karová jezera v glaciálním reliéfu nejmladší. Díky několika stádiím zalednění došlo boční erozí ledovce k rozrušení skalních příček a spojení jednoduchých karů v jeden složený (Lukniš, 1973), tzv. amfiteátr. Ty se nacházejí v každé větší tatranské dolině.

Morfometrické hodnoty jednotlivých karů vykazují velkou míru variability. Dle Kalvody (1974) jsou kary široké asi 400 – 2400 m. Klimaszewski (1988) uvádí šířku jednotlivých karů v Polsku v rozmezí 100 – 400 m, celých amfiteátrů až 2600 m (Dolina Pięciu Stawów Polskich). Mida (2011) však tvrdí, že šířka žádného karu nepřesahuje 2000 m. Kary severní strany pohoří jsou více vertikálně vyvinuty, mají větší rozlohu i objem (Mida, 2011). Půdorysný tvar karů lze označit za přibližně kruhový (Mida, 2011). Lukniš (1973) uvádí nadmořskou výšku karů 1700 až 2300 m. Podle Klimaszewského (1988) leží kary na polské straně v pásmu 1500 až 2070 m n. m. Mida (2011) však uvádí výskyt karů již od výšky 1300 m n. m. Největší plošné zastoupení karů je dle Midovy klasifikace v nadmořské výšce 1961 – 2069 m. Obecně leží kary jižního úbočí ve vyšších

nadmořských výškách. Nejvíce karů se nachází na jihovýchodní straně pohoří, naopak nejméně na západní straně.

Průměrná hloubka erozních jezerních pánví se pohybuje mezi 10 a 25 m (Kalvoda, 1974), nejhlubší je však Wielki Staw Polski (79,3 m) ležící na severním úbočí. Tvar pánve je ovlivněn šířkou a směrem mylonitových zón a velikostí transportu subrecentních a recentních suťových akumulací z přilehlých svahů a stěn (Kalvoda, 1974). Karová jezera mají poměrně krátkou a zpravidla málo rozvinutou břehovou čáru. Dále je pro ně typická malá rozloha pobřežní mělké části, dna obvykle prudce klesají do hloubky. Díky bezprostřední blízkosti vysokých štítů mají horší podmínky pro cirkulaci vody a menší příjem tepla. Jsou napájena srážkami a vodou prosakující přes rozsáhlé sutiny. Vysoký úhrn srážek a nízký klimatický výpar způsobily, že se v jezerech postupně nahromadilo více vody, než jsou jezera schopná zadržet. Přebytečná voda vytvořila ve skalních prazích odtokové rýhy, kterými voda odtéká pryč z jezera. Většina jezer má tedy povrchový odtok, jenž tvoří základ říční sítě. Typickým karovým jezerem je Nižné Temnosmrečinské pleso, Nižné Terianske pleso, Velké Hincovo pleso, skupina Pěti Spišských ples nebo Zmrzlé pleso (Pacl, 1973).

V závěru ledovcových údolí (trogů) se pod skalními stupni, které oddělují trogy od karů, vyskytují úseky s mírným sklonem, kde se vyvinuly skalní pánve. Tyto pánve se nacházejí v místech stékání ledovcových větví z jednotlivých karů amfiteátru. Značný přírůstek ledovcové hmoty a její tlak na podloží zapříčinil vyhloubení pánví. I přes rychlé zasypávání sutí se v těchto místech často vyskytují jezera. Jedním takovým je Morskie Oko, které se nachází v 53,8 m hluboké pánvi v závěru trogu v dolině Rybieho potoka. Další taková jezera můžeme najít v Kolové dolině, v dolině Zeleného plesa nebo ve Velické dolině. Vzhledem k tomu, že tato jezera v předních částech lemují morény pozdních glaciálních oscilací, je pravděpodobné, že jejich pánve byla dodatečně zahrazena glaciálními sedimenty (Lukniš, 1973).

2.2 Jezera hrazená morénou

Morénová jezera se nacházejí ve sníženinách vzniklých za čelními morénami v ústupových fázích ledovce. Za jejich morénovými valy tehdy vznikala první,

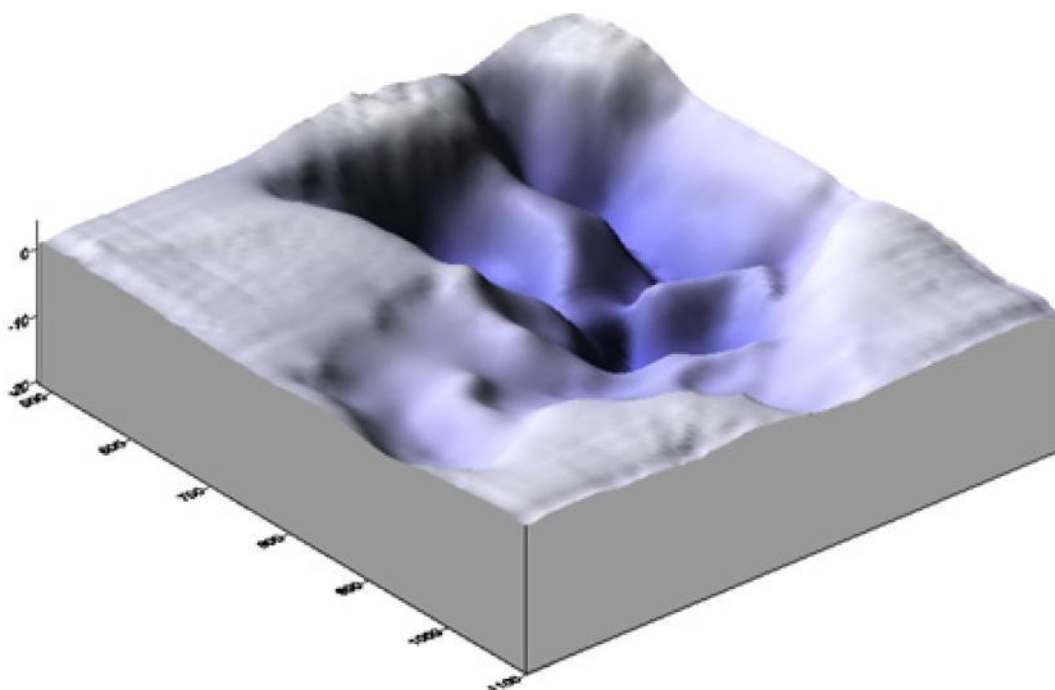
nejníže situovaná tatranská jezera. Tyto jezerní hráze jsou tvořeny erodovaným materiálem různé velikosti. Po posledním zalednění zbylo v Tatrách velké množství takovýchto mohutných šterkovitých valů. Ty nejvíce zachovalé byly vytvořeny ledovci vystupujícími až na úpatí pohoří, kde vznikly více než 100 m vysoké morénové rampy (Lukniš, 1973). Ty můžeme nalézt před ústím každé větší doliny jižního úbočí. Za takto mohutnou morénou stadiálních oscilací ledovce uzavírající ústí Studené doliny, se vytvořila velká jezerní pánev, která bývala největším tatranským jezerem. Jeho hráz však byla postupně rozrušena Studeným potokem a jezero odvodněno tak, že na jeho dně zůstaly jen jezerní sedimenty pokryté z části rašelinou (Lukniš, 1973). Ledovce na severním úbočí z těsných dolin nevystoupily, morény jsou zde zachovalé jen v jednotlivých dolinách. Glaciální sedimenty jsou tvořené z úlomkovitého slabě ledovcem opracovaného materiálu různých rozměrů, jako jsou například balvany, šterk, písky a hlíny. Morény formované z krystalického podloží jsou však převážně písčité (Vaškovský, 1977). Oblast těchto kvartérních sedimentů je poměrně velkou zásobárnou podzemní vody. Stejně jako karová jezera mají morénová okrouhlý tvar s málo vyvinutou a nepříliš dlouhou břehovou čarou. Často nemají viditelný povrchový přítok ani odtok. Voda do jezer prosakuje z okolních suťových polí a k odtoku dochází uvnitř morény. Oproti karovým jezerům jsou mělká. Mezi typická jezera hrazená morénou patří Malé Hincovo pleso, Skalnaté pleso nebo Zbojnické Ladové pleso (Pacl, 1973).

Zvláštním typem jezer, které se vyskytuje přímo na morénách, je termokrasové jezero. Vzniká nepravidelným sesedáním morénového materiálu v místech, kde postupně roztávají kry mrtvého ledu, které se oddělily od ledovce při jeho ústupu. Pro vodu propustné šterkovité nánosy tedy tvoří nejen hráz jezera, ale také jeho dno. Akumulace vody v takovéto prohlubni je možná jen díky postupnému utěsňování jezerními sedimenty a produkty zvětrávání. Mezi termokrasová jezera patří například Rakytovská plesa, Čierne pleso nebo Štrbské pleso.

2.3 Štrbské pleso

Štrbské pleso bylo dlouho považováno za klasické morénou hrazené jezero. Jeho vznik se datuje do období konce glaciálu a začátku holocénu, tedy do období

ustoupení ledovců do vyšších poloh (Kráľ, 2006). Teorii vzniku Štrbského plesa jako klasického morénového jezera zpochybnil M. Lukniš v roce 1959. Po důkladných vědeckých rozborech podal nové vysvětlení. Označil jezero za termokrasové. Jezerní pánev nevznikla za morénou Mlynického ledovce, ale postupným a nerovnoměrným sesedáním glaciálních sedimentů v místě, kde roztála asi 80 m mocná kra mrtvého ledu. K této domněnce ho přivedlo náhlé utnutí morénových valů Mlynického ledovce a jejich opětovné pokračování asi o 2 km níže. Mezi nimi se nachází nepravidelně stupňovitý terén s vyvýšeninami a depresemi. Ten se projevuje i na dně jezera, které je tvořeno třemi různě velkými a různě hlubokými pánvemi (Obr. 1). K oddělení ledovcové kry došlo při významnějším ústupu ledovcového splazu. Kra byla později zasypána sutinami, které jí vytvořily tepelnou izolaci. Proto k jejímu roztavení mohlo dojít až mnohem později, v době výraznějšího oteplení, kdy začaly mizet ledovce i z nejvýše položených karů (Lukniš, 1959).



Obr. 1: Digitální model dna Štrbského plesa; Gregor, Pacl (2005)

V 90. letech, po ukončení výzkumu zaměřeného na pylové analýzy dnových sedimentů tatranských jezer, dospěli E. Rybníčková a K. Rybníček (2006) k zajímavému poznatku. Dno Štrbského plesa je jiné než u ostatních jezer.

V určitých částech ho tvoří rašelinová vrstva, které si povšimnul i Lukniš v roce 1959, ale nevěnoval jí větší pozornost. Dle Rybníčkové, Rybníčka (2006) se rostlinné druhy nalezené na dně jezera nedokážou přizpůsobit životu pod vodní hladinou. To naznačuje, že hladina původního jezera byla o několik metrů níže a k zaplavení do dnešní podoby, došlo jen asi před 150 – 300 lety (Rybníčková, Rybníček, 2006). Rybníčková, Rybníček odkazují také na rakousko-uherské mapy z poloviny 18. století, na kterých je Štrbské pleso mnohem menší a tvarem odlišnější než jak ho známe dnes. Luknišem popsanou genezi jezera z roku 1959 nevyklučují ani Rybníčková, Rybníček, jen s tím rozdílem, že poslední vzestup hladiny musel být velmi intenzivní a náhlý. V těsné blízkosti Štrbského plesa se ale vyskytuje množství někdejších jezer, která jsou už dnes téměř celá zarostlá. Důvod, proč tento proces nepostihl také Štrbské pleso, začal hledat P. Král' (2006) pod hladinou. Po důkladném prozkoumání členité jezerní pánve, našel téměř všude větší či menší místa s odumřelou rašelinou. Největší rašelinový převis však našel na rovině lemující nejhlubší pánev jezera a na morénových násypech vystupující z této části, které na dvou místech dosahují téměř k hladině. To Krále přesvědčilo, že právě touto vrstvou rašeliny jezero zarostlo, stejně jako tomu bylo u okolních lokalit. Jen díky značné rozloze nejhlubší pánve si jezero v této části zachovalo poměrně velkou otevřenou hladinu. Jiné části jezera, méně hluboké, zarostly celé. Hladina jezera před posledním intenzivním vzestupem byla asi o 6 m níže než dnes (Král', 2006). Podle Rybníčkové, Rybníčka (2006) k zaplavení došlo před 150 – 300 lety. Král' tedy začal hledat souvislosti v historických materiálech a kronikách. V roce 1662 došlo v Tatrách k silnému zemětřesení (Král', 2006). Král' se domnívá, že právě toto zemětřesení s epicentrem v Tatrách bylo důvodem sesednutí morény kolem nejhlubší pánve Štrbského plesa. Tím došlo k rychlému utěsnění propustného morénového materiálu rašelinou a hladina Štrbského plesa stoupala do dnešní podoby.

3. Základní morfometrické údaje a rozmístění jezer

První systematická měření základních morfometrických údajů tatranských jezer uskutečnily na začátku 20. století dvě geografické školy, německý Geografický ústav při Karlově univerzitě v Praze a Geografický ústav Jagellonské univerzity v Krakově. Výsledkem této práce jsou tři svazky Atlas der Seen der Hohen Tatra (J. Schaffer, J. Stummer), které vyšly v letech 1929 – 30.

První pokus o prověření těchto údajů provedl J. Pacl v roce 1954. Při geodetickém zaměření plochy Velkého Hincova plesa ale zjistil, že jeho plocha je větší než plocha Štrbského plesa, které bylo do této doby považováno za největší. Ukázaly se i jiné nedostatky prvních měření, např. generalizace břehové čáry. Ta se navíc u všech jezer nevztahovala k jednotné výšce hladiny, která se v průběhu roku mění, a tím vznikly další nepřesnosti. Tyto nepřesnosti chtěl Pacl odstranit, proto začal usilovat o nové komplexní přeměření všech jezer ve Východních i Západních Tatrách. V letech 1961-64 se uskutečnilo nové měření pod vedením Pacla a Gregora, které už vycházelo z jednotné maximální výšky hladiny každého jezera. Hodnoty z tohoto měření uvádí Tab. 1. V Tab. 2 jsou základní morfometrické charakteristiky pro jezera na polské straně pohoří. Jelikož se tato práce zabývá především jezery na slovenské straně, Tab. 2 obsahuje méně podrobné údaje.

Na tradici batymetrických měření navázal v roce 2001 M. Šobr a J. Česák z Katedry fyzické geografie UK v Praze. V tomto projektu proběhla měření devíti jezer. Díky použití moderních technologií jsou získané údaje velmi přesné. Při srovnání výsledků Šobra a Česáka s výsledky Gregora a Pacla je zřejmé, že výsledky se liší jen nepatrně (Tab. 3). Různá výška hladin v době obou měření je pravděpodobně příčinou rozdílu v plochách jezer. Velké rozdíly v objemu jsou způsobeny použitím jiných metod a jinou hustotou hloubkových měření.

Výškové rozložení jezer souvisí s jednotlivými stádii zalednění v pleistocénu. Nejvýše položená plesa jsou nejmladší. Nejvíce jezer se vyskytuje ve výšce 1800 – 2200 m n. m. (Tab. 4). V celé oblasti Tater převažují malá jezera s plochou menší než 1 ha a s hloubkou do 2 m. Co do množství jezer jednoznačně vede jižní část. Ve slovenské části Západních i Východních Tater se nachází

113 jezer, z toho 92 (tj. 81 %) ve Vysokých Tatrách (Gregor, Pacl, 2005). Na polské straně se nachází jezer podstatně méně. Tyto jezera však patří mezi nejhlubší a plochou i objemem mezi největší. Nejhlubším (79,3 m) i nejobjemnějším (12 967 000 m³) jezerem Vysokých Tater je Wileki Staw Polski. Na slovenské straně je to již zmíněné Velké Hincovo pleso. Přehled největších morfometrických hodnot přináší Tab. 5. Mezi největší jezera co do plochy, objemu i hloubky patří ta karová. Jsou vázána na ledovcové kary, tedy na tvary reliéfu, na jejichž vzniku se podílela erozní činnost ledovce nejdéle. Následkem dostatečně dlouhého a intenzivního působení ledovce je vznik jezerních pánví velkých rozměrů. Plošně velká mohou být i morénová jezera, jako například Štrbské pleso. Jejich hlavním morfometrickým rysem je však malá hloubka.

U některých jezer dochází k morfologickým změnám díky narůstání osypových kuželů ze skalních sutin a zanášením drobnými úlomky a hrubozrnným pískem. Zmrzlé pleso je typickým příkladem zanášení lavinovými sutinami, které zde během 40 let vytvořily poloostrov. Dalšími jezery ohroženými zanášením je Zelené Kačacie pleso a Kolové pleso.

Tab. 1/1: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – slovenská část; (Gregor, Pacl, 2005)

Jezero	Nadmořská výška [m]	Plocha [m ²]	Objem [m ³]	Obvod [m]	Délka d _{max} [m]	Šířka š _{max} [m]	Hloubka		Dolina
							h _{max} [m]	h _s [m]	
Batizovské	1884	34775	232089	885	288	160	10,5	1,35	Batizovská
Belasé	1862	700	1103	125	43	22	3,8	1,58	Červená
Biele, Kežmarské	1615	9670	4278	520	195	70	0,8	0,44	Červená
Bielovodské Žabie - Nižné	1675	46840	325244	1310	360	185	20,5	6,94	Bielovodská
Bielovodské Žabie - Vyšné	1699	94640	839413	1430	537	260	24,8	8,87	Bielovodská
Capie	2075	30595	163987	780	246	175	17,5	5,36	Mlynická
Červené	1811	1820	1261	180	66	35	1,7	0,7	Červená
České (Ťažké)	1612	19900	47722	590	222	125	6,2	2,41	Česká
Čierne - Malé	1566	665	537	130	53	18	2	0,81	Zeleného plesa
Čierne - Veľké	1579	2910	5128	235	98	38	4	1,76	Zeleného plesa
Čierne Javorové	1492	8495	8245	465	160	85	3,2	0,97	Čierna Javorova
Dlhé, pod Gerlachom	1939	6255	14408	440	185	61	5,6	2,3	Velická
Dlhé, Zbojnicke	1894	11175	24270	685	274	53	7,2	2,17	Veľká Studená
Dračie	2019	17215	102835	540	210	125	16	5,97	Zlomisková
Furkotské - Nižné	1626	1645	682	190	60	52	1,2	0,41	Mlynická
Furkotské - Vyšné	1698	4080	3306	290	85	62	2,4	0,81	Mlynická
Hincovo - Malé	1921	22260	72360	640	265	130	6,4	3,25	Mengusovská

Tab. 1/2: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – slovenská část; (Gregor, Pacl, 2005)

Jezero	Nadmořská výška [m]	Plocha [m ²]	Objem [m ³]	Obvod [m]	Délka d _{max} [m]	Šířka š _{max} [m]	Hloubka		Dolina
							h _{max} [m]	h _s [m]	
Hincovo - Velké	1945	200800	4091712		740	370	54	20,4	Mengusovská
Hrubé	1929	1370	1012	210	89	23	1,9	0,74	Svišťová
Jamské	1447	6830	10580	375	150	70	4,3	1,55	Važecká
Kačacie pliesko	1591	2175	3757	180	88	44	4,2	1,73	Kačacia
Kobyliie	1734	2975	735	265	85	62	1	0,25	Kôprová
Kolové	1565	18280	10846	735	225	123	1,2	0,59	Kolová
Kozie - Nižné I	1942	7800	4650	445	155	65	2,3	0,6	Mlynická
Kozie - Nižné II	1939	720	436	125	54	20	3,6	0,6	Mlynická
Kozie - Nižné III	1932	520	275	110	46	16	1,5	0,53	Mlynická
Kozie - Vyšné	2109	5120	4667	445	150	75	3,3	0,85	Mlynická
Kriváňské Zelené	2012	51380	288685	1225	450	160	29,5	5,62	Važecká
Kriváňské Zelené - Malé	2013	1470	1574	165	50	45	2,8	1,07	Važecká
Ladové (Popradské)	1925	22540	87397	680	225	150	9,7	3,88	Zlomisková
Ladové (Zbojnicke)	2057	17350	101133	535	180	135	18	5,83	Veľká Studená
Lievikové	1763	135	zanesené	—	18	10	0		Skalnatá
Litvorové	1860	18645	135000	565	181	162	19,1	7,24	Litvorová
Modré	2189	4025	4315	230	73	73	4,5	1,07	Malá Studená
Nad Skokom	1801	7360	7494	495	158	80	1,8	1,02	Mlynická
Nové Štrbské	1311	21135	40640	680	243	182	9,6	1,92	Mlynická
Okrúhle	2105	7165	39627	335	110	85	10,2	5,53	Mlynická
Päť Spišských plies I	2013	28700	124591	855	290	168	10,1	4,34	Malá Studená
Päť Spišských plies II	2010	18880	50193	750	200	160	4,7	2,66	Malá Studená
Päť Spišských plies III	1992	6200	11308	405	140	80	4,3	1,82	Malá Studená
Päť Spišských plies IV	2019	1840	1466	250	90	38	1,6	0,8	Malá Studená
Päť Spišských plies V	1997	1695	2421	170	52	48	3,7	1,43	Malá Studená
Popradské	1494	68695	504380	625	380	248	17,6	7,34	Mengusovská
Pusté plesá I	2056	11890	32079	480	165	93	6,6	2,7	Veľká Studená
Pusté plesá II	2061	1450	1807	175	69	31	4,4	1,25	Veľká Studená
Rakytovecké plieska I	1307	2230	1865	230	95	34	2,3	0,84	Furkotská
Rakytovecké plieska II	1307	1310	1306	150	55	33	2,1	1	Furkotská
Rumanovo - Nižné	2090	2610	2730	210	70	48	2,8	1,05	Zlomisková
Rumanovo - Vyšné	2128	420	168	82	32	19	1	0,4	Zlomisková
Satanovo	1894	2010	2544	235	87	30	3,5	1,25	Mengusovská
Sesterské	1974	3265	1419	320	125	55	1,3	0,43	Veľká Studená
Sivé plesá I	2013	10810	15523	640	233	99	4,8	1,44	Veľká Studená
Sivé plesá II	2012	940	513	140	52	29	1,6	0,55	Veľká Studená
Skalnaté	1751	12380	15874	525	212	85	4,5	1,28	Skalnatá
Slavkovské plieska	1676	1065	1085	140	52	25	2,5	1,02	Slavkovská

Tab. 1/3: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – slovenská část; (Gregor, Pacl, 2005)

Jezero	Nadmořská výška [m]	Plocha [m ²]	Objem [m ³]	Obvod [m]	Délka d _{max} [m]	Šířka š _{max} [m]	Hloubka		Dolina
							h _{max} [m]	h _s [m]	
Smrekovické	1355	830	447	140	55	18	0,6	0,54	Furkotská
Starolesnianske	1988	7200	10588	380	130	70	4,2	1,47	Veľká Studená
Strelecká plesá I	2021	1255	1799	175	60	37	4,4	1,42	Veľká Studená
Strelecká plesá II	2013	500	85	125	47	14	0,6	0,17	Veľká Studená
Strelecká plesá III	2020	100	suché	50	14	12	0,4		Veľká Studená
Studené plesá I	1811	1650	1385	195	76	33	2,1	0,84	Veľká Studená
Studené plesá II	1812	1115	355	145	50	40	0,8	0,32	Veľká Studená
Szontágovo	2040	3300	3727	295	90	57	3,8	1,13	Slavkovská
Štrbské	1347	196700	1299400	2245	640	600	20,3	6,61	Mlynická
Temnosmrečinské - Nižné	1677	117045	1501500	1710	525	360	38,1	12,83	Temnosmrečinská
Temnosmrečinské - Vyšné	1725	55625	414712	1145	408	195	20	7,45	Temnosmrečinská
Terianske - Nižné	1940	55580	871668	990	360	235	47,3	15,68	Nefcerka
Terianske - Vyšné	2124	5550	8470	515	190	55	4,3	1,53	Nefcerka
Tiché	1748	460	145	85	30	22	0,8	0,32	Široká
Trojrohé	1611	1680	1247	285	85	70	1,4	0,74	Bielych ples
Velické	1665	22290	45575	845	350	90	4,6	2,04	Velická
Velické Horné plieska I	2141	1445	865	193	82	25	1,5	0,6	Velická
Velické Horné plieska II	2118	955	455	136	60	25	1,2	0,48	Velická
Wahlenbergovo - Nižné	2053	20280	69701	740	250	125	7,8	3,44	Furkotská
Wahlenbergovo - Vyšné	2157	51655	392078	1100	335	222	20,6	5,34	Furkotská
Zamrznuté	2040	11395	43388	515	208	78	10,8	3,81	Litvorová
Zbojnícke plesá I	1962	6410	18437	335	115	95	8,3	2,88	Veľká Studená
Zbojnícke plesá II	1960	6135	14488	575	170	95	5,3	2,36	Veľká Studená
Zbojnícke plesá III	1955	1950	1426	220	63	50	2,5	0,73	Veľká Studená
Zbojnícke plesá IV	1966	415	250	105	33	25	0,6	0,6	Veľká Studená
Zelené (Kežmarské)	1546	17855	31755	575	188	136	4,5	1,78	Zeleného plesa
Zelené Javorové	1815	7490	17190	370	133	81	9,1	2,3	Zelená Javorová
Zelené Kačacie	1575	25335	28236	765	200	170	2,7	1,11	Kačacia
Zmrzlé	1762	22015	86269	745	285	172	12,5	3,92	Česká
Žabie Javorové - Malé	1704	1800	2049	272	100	28	3,1	1,14	Žabia Javorova
Žabie Javorové - Veľké	1878	11320	60453	510	197	80	15,3	5,34	Žabia Javorova
Žabie plesá - Malé	1919	12060	45696	495	160	105	12,6	12,6	Mengusovská
Žabie plesá - Veľké	1921	26480	73295	825	287	170	7	2,77	Mengusovská
Žabie plesá - Vyšné	2046	1710	1025	195	75	40	1,5	0,6	Mengusovská
Žeruchové - Nižné	1774	1140	478	145	42	35	1,2	0,42	Bielych ples
Žeruchové - Vyšné	1855	1010	840	195	49	44	2,2	0,83	Bielych ples
Žlté	1945	1320	1056	190	60	33	2,5	0,8	Bielych ples

Tab. 2: Přehled základních údajů a morfometrických parametrů jezer ve Vysokých Tatrách – polská část; (Pacl, 2010)

Jezero	Nadmořská výška [m]	Plocha [m ²]	Objem [m ³]	h _{max} [m]	Dolina
Czarni Polski	1722	124880	2825800	50,4	Pieciu stawów Polskich
Czarny Gasienicowy	1620	179440	3797800	51	Gąsienicowa
Czarny pod Rysami	1579	206360	7761700	76,4	Rybiego potoku
Czerwone stawki (3)	1654	2990	1160	0,9	Panszczycy
Czerwony Wschodni	1693	1560	450	1	Gąsienicowa
Czerwony Zachodni	1695	2670	1440	1,5	Gąsienicowa
Długi Gasienicowy	1783	15930	81060	10,6	Gąsienicowa
Dwoisty Wschodni	1657	14180	48100	9,2	Gąsienicowa
Dwoisty Zachodni	1657	9050	23200	7,9	Gąsienicowa
Kotłowy stawek	1685	—	—	—	Gąsienicowa
Kurtkowiec	1686	15270	21200	4,8	Gąsienicowa
Litworowy (Sobkowy)	1618	4800	2720	1,1	Gąsienicowa
Male Morskie Oko	1400	2240	1980	3,3	Rybiego potoku
Maly Polski	1668	1810	1800	2,1	Pieciu stawów Polskich
Mnichowe stawki (3)	1833-71	—	—	—	Za Mnichem
Mnichowy stawek Zadni	2070	—	—	—	Cubrynska Galeria
Morskie Oko	1395	349280	9935000	50,8	Rybiego potoku
Nizni stawek Staszica	1785	—	—	—	Rybiego potoku
Przedni Polski	1668	77080	1130000	34,6	Pieciu stawów Polskich
Szpiglasowe Stawki (3)	1760	—	—	—	Pieciu stawów Polskich
Toporowy Nizni	1089	6170	11700	5,7	Suchej Wody
Toporowy Wyzni	1133	—	—	—	Suchej Wody
Wielki Polski	1665	343520	12967000	79,3	Pieciu stawów Polskich
Wolie Oko	1880	—	—	—	Pieciu stawów Polskich
Wyzni stawek Staszica	1785	—	—	—	Rybiego potoku
Zabie Oko	1395	—	—	—	Rybiego potoku
Zadni Gasienicowy	1852	5340	15430	8	Gąsienicowa
Zadni Polski	1890	64720	918400	31,6	Pieciu stawów Polskich
Zeliony Gasienicowy	1672	38440	260500	15,1	Gąsienicowa
Zmarzły pod Zawratem	1787	2820	6360	3,7	Gąsienicowa

Tab. 3: Výsledky měření morfometrických parametrů Šobr, Česák (měřeno v r. 2001) a Gregor, Pacl (měřeno v r. 1961-64), dle dat Šobr, Česák (2006); pozn.: ¹⁾ měření 2001, ²⁾ měření 1961-64

Jezero	Dračie pleso	Jamské pleso	Ľadové pleso	Nižné Rakytovské pleso	Pusté pleso	Vyšné Satanie pliesko	Vyšné Sesterské pleso	Slavkovské pleso	Vyšné Terianské pleso
Plocha [m ²]	¹⁾ 17262	6814	17370	2139	12189	2039	3140	1053	5053
	²⁾ 17215	6830	17350	2230	11890	2010	3265	1065	5550
Obvod [m]	663,8	378	584,9	221,7	499,6	286,5	292,2	143,1	455
	540	375	535	230	480	235	320	140	515
Délka [m]	214,4	150,5	184	94,8	165,3	84,4	101,9	54,9	178,5
	210	150	180	95	165	87	125	52	190
Maximální šířka [m]	123,2	69,3	135,8	35,1	91,8	39,1	52	23,5	53
	125	70	135	34	93	30	55	25	55
Průměrná šířka [m]	80,51	45,28	94,4	22,56	73,74	24,16	30,81	19,18	28,31
	82	45,5	96,4	23,5	72	23,1	26,1	20,5	29,2
Maximální hloubka [m]	16	4,4	18	3,7	6,8	1,5	1,5	2,9	—
	16	4,3	18	2,3	6,6	3,5	1,3	2,5	4,3
Průměrná hloubka [m]	6,93	1,96	6,59	1,63	3,27	0,61	0,39	1,28	—
	5,97	1,55	5,83	0,84	2,7	1,25	0,43	1,02	1,53
Objem [m ³]	119664	13343	114491	3494	39806	1246	1240	1350	—
	102835	10580	101133	1865	32079	2544	1419	1085	8470

Tab. 4: Výškové rozložení jezer; (Pacl, 2010)

Nadmořská výška [m]	Slovensko	Polsko	celkem	Klimatický vegetační stupeň
1000-1550	9	5	14	chladný stupeň lesů
1550-1800	23	24	47	velmi chladný subalpínský
1800-2200	60	7	67	studený alpínský

Tab: 5/1: Nejvyšší morfometrické hodnoty jezer ve Vysokých Tatrách; (Pacl, 2010)

Nadmořská výška hladiny		
č.	Jezero	m
1.	Modré	2189
2.	Wahlenbergovo - Vyšné	2157
3.	Velické Horné plieska I	2141
4.	Rumanovo - Vyšné	2128
5.	Terianske - Vyšné	2124
6.	Velické Horné plieska II	2118
7.	Kozie - Vyšné	2109
8.	Mnichowy stawek Zadni	2070
9.	Zadni Polski	1890
10.	Wolie Oko	1880

Tab: 5/2: Nejvyšší morfometrické hodnoty jezer ve Vysokých Tatrách; (Pacl, 2010)

Objem vody		
č.	Jezero	m ³
1.	Wielki Polski	12967000
2.	Morskie Oko	9935000
3.	Czarny pod Rysami	7761700
4.	Hincovo - Veľké	4091712
5.	Czarny Gasiencowy	3797800
6.	Czarni Polski	2825800
7.	Temnosmrečinské - Nižné	1501500
8.	Štrbské	1299400
9.	Przedni Polski	1130000
10.	Zadni Polski	918400

Tab: 5/3: Nejvyšší morfometrické hodnoty jezer ve Vysokých Tatrách; (Pacl, 2010)

Plocha hladiny		
č.	Jezero	m ²
1.	Morskie Oko	349280
2.	Wielki Polski	343520
3.	Czarny pod Rysami	206360
4.	Hincovo - Veľké	200800
5.	Štrbské	196700
6.	Czarny Gasiencowy	179440
7.	Czarni Polski	124880
8.	Temnosmrečinské - Nižné	117045
9.	Bielovodské Žabie - Vyšné	94640
10.	Przedni Polski	77080

Tab: 5/4: Nejvyšší morfometrické hodnoty jezer ve Vysokých Tatrách; (Pacl, 2010)

Maximální hloubka		
č.	Jezero	m
1.	Wielki Polski	79,3
2.	Czarny pod Rysami	76,4
3.	Hincovo - Velké	54
4.	Czarny Gasiencowy	51
5.	Morskie Oko	50,8
6.	Czarni Polski	50,4
7.	Terianske - Nižné	47,3
8.	Temnosmrečinské - Nižné	38,1
9.	Przedni Polski	34,6
10.	Zadni Polski	31,6

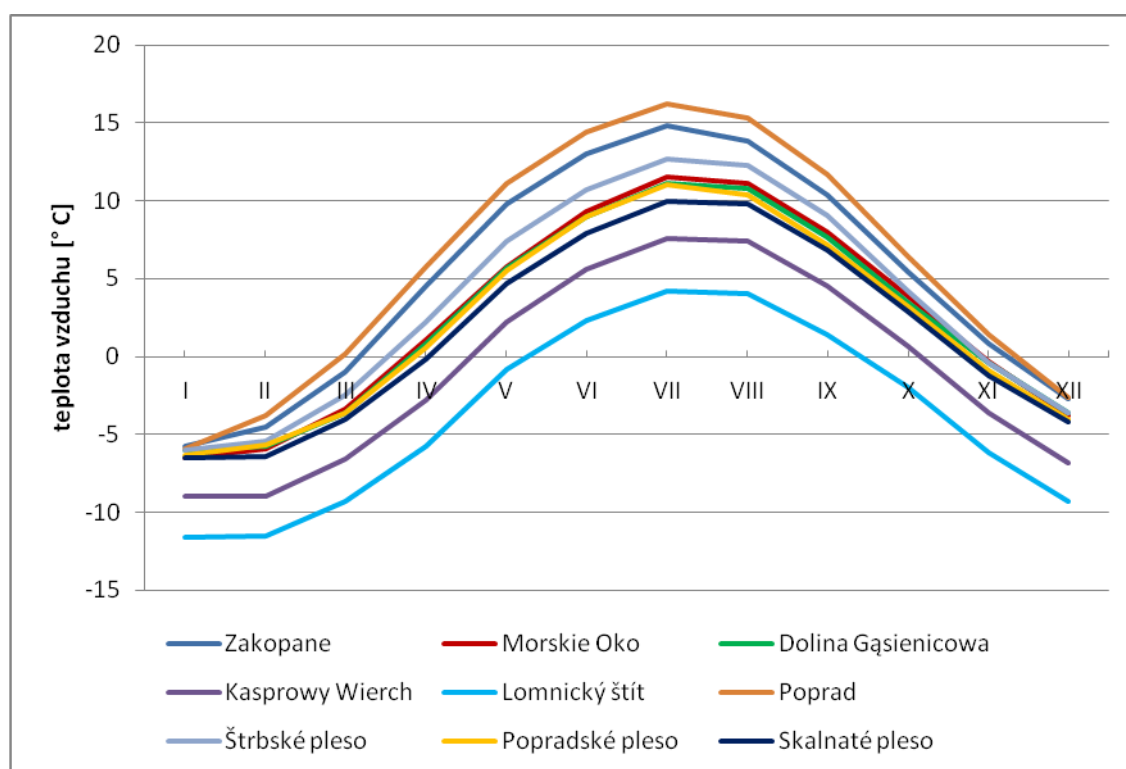
4. Klima

Ačkoliv Tatry nejsou plošně rozsáhlý celek, nadmořská výška jejich nejvyšších vrcholů přesahuje 2600 m n. m. Díky této vertikální mohutnosti tvoří významnou klimatickou bariéru severojižnímu proudění. Ovlivňují vertikální i horizontální rozložení meteorologických prvků. Členitý glaciální reliéf samotného pohoří ale i ostrá hranice Liptovsko-popradské kotliny a Podtatranské brázdy podmínily nejpestřejší a nejrozmantější klimatické podmínky ve střední Evropě. Podle Köppenovy klasifikace podnebí patří Tatry do klimatického pásma Dfb, přičemž „D“ značí boreální podnebí, „f“ studenou a vlhkou zimu se stejnoměrným rozdělením srážek a „b“ teplé léto (Kottek et al., 2006).

4.1 Teplota vzduchu

Nadmořská výška a expozice terénu způsobují ve Vysokých Tatrách velmi rozdílné teplotní poměry. Meteorologické stanice umístěné v dolinách jsou v průměru o 0,6° C chladnější než stanice ve stejné nadmořské výšce ale umístěné na hřebenech nebo vrcholech. Roční chod teploty vzduchu je dán geografickou polohou a reliéfem. V zimě počasí ovlivňují atlantické cyklóny ze západu a severozápadu a středomořské cyklóny přicházející z jihu. Poměrně častým jevem jsou i ustálené anticyklonální situace. Léto je ve znamení cyklonální činnosti spojené se silnou konvekcí, v tomto období je déletrvající anticyklonální ráz počasí řídkým jevem. V zimních měsících se často vyskytují teplotní inverze, které se objevují až v 59 % dní v roce (Niedzwiedz, 1992). Zimní inverze trvají v průměru 5 až 10 dní, v extrémních případech déle než 10 dní (Červený, 1984). Vertikální teplotní gradient v těchto situacích může být až několik desítek stupňů. Nejméně inverzí se objevuje v červnu a červenci. Tyto inverze mají však velmi krátké trvání, většinou se vyskytují jen v průběhu noci. Pro většinu oblasti je typický roční chod teplot s minimem v lednu a maximem v červenci (Obr. 2). Absolutně nejvyšší i nejnižší teploty vykazují doliny. V zimě při inverzích zde mohou teploty klesnout až na -30 °C. Na nejvyšších vrcholech klesají teploty k těmto hodnotám jen při intenzivních vpádech arktického vzduchu. Roční amplituda teploty klesá s rostoucí nadmořskou výškou, ve Spišské kotlině je 22 °C, na Štrbském plesu 18,7 °C a na Lomnickém štítu 15,8 °C

(Konček a kol., 1973). Průměrná červencová teplota je v kotlinách 16 až 17 °C, na vrcholech méně než 4 °C. Přehled průměrných ročních teplot v různých nadmořských výškách uvádí Tab. 6. Počet ledových dnů ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) je podmíněn nadmořskou výškou, nejvíce jich je zaznamenáno na Lomnickém štítu, průměrně 200 dní/rok. Dále na Skalnatém plesu 90, na Štrbském plesu 66, ve Starém Smokovci 56 a v Tatranské Lomnici 45 za rok (Červený, 1984). Letních dní ($t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) je v Tatranské Lomnici 13 za rok, na Štrbském plesu 2 dny a ve výškách nad 1800 m n. m. se takový den vyskytne v průměru jednou za 10 let (Červený, 1984).



Obr. 2: Roční chod teploty vzduchu – vybrané meteorologické stanice ve Vysokých Tatrách, za období 1931 – 1960, dle dat Konček, Orlicz (1974)

Tab. 6: Průměrná roční teplota vzduchu – meteorologické stanice na severní a jižní straně Vysokých Tater, podle dat Niedzwiedz (1992)

meteorologická stanice	orientace	nadmořská výška [m]	průměrná roční teplota vzduchu [°C]
Lomnický štít	J	2635	-3,7
Skalnaté pleso	J	1778	1,6
Štrbské pleso	J	1330	3,4
Poprad	J	703	5,8
Kasprowy Wierch	S	1991	-0,8
Dolina Pieciu Stawow	S	1670	1,1
Dolina Gąsienicowa	S	1520	2,3
Morskie Oko	S	1408	2,5
Zakopane	S	844	4,9

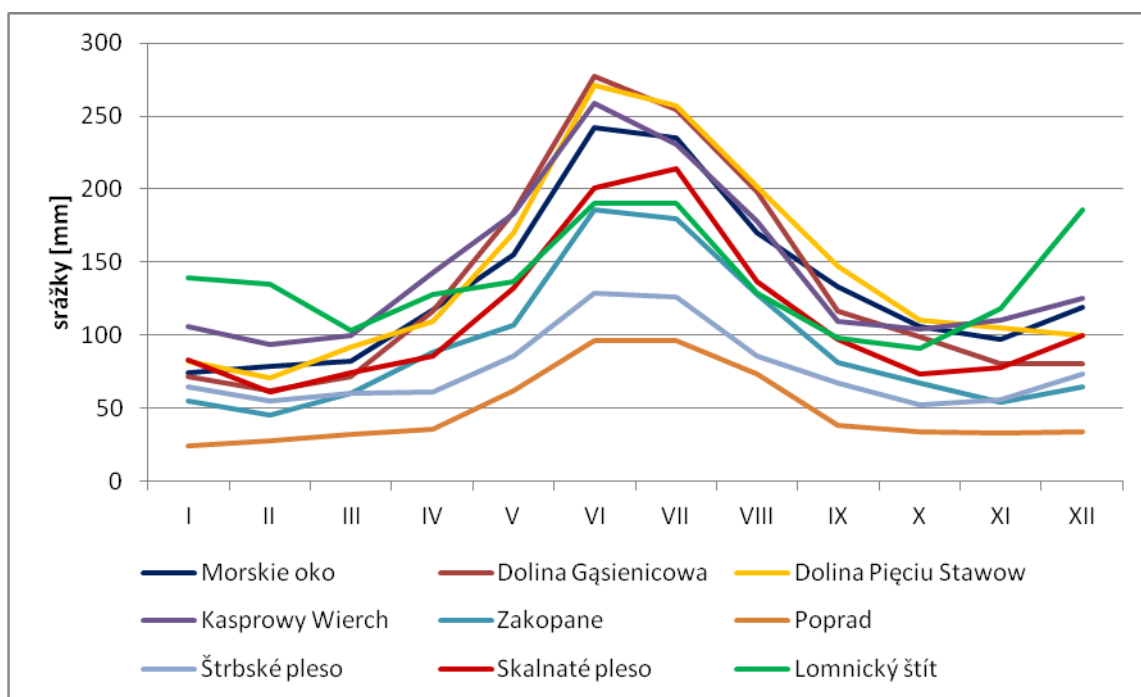
4.2 Srážkové poměry

Srážky v horských oblastech patří mezi nejproměnlivější meteorologické prvky. Jejich úhrny rostou s nadmořskou výškou a mění se s orientací. V oblasti Tater prší průměrně 215 – 228 dní v roce. Za toto období spadne asi 1100 – 1900 mm (Niedzwiedz, 1992). Nejvyšší hodnoty (1600 – 1900 mm) vykazují svahy orientované na sever ve výšce 1400 – 2000 m n. m. (Niedzwiedz, 1992). Srážkový rozdíl mezi severní návětrnou a jižní závětrnou stranou je značný (Tab. 7), na horizontální vzdálenosti 15-20 km je větší než 1500 mm (Konček a kol., 1973). Při sledování změny srážkových úhrnů ve vztahu k nadmořské výšce dostaneme dvě odlišné závislosti. Na závětrné straně v polohách do 1600 m n. m. přibývá asi 70 mm na 100 m výšky, nad touto hranicí je růst již pomalejší. Nárůst na návětrné straně se projevuje lineárně a je rychlejší (115mm/100m), (Konček a kol., 1973). Maximum ročního chodu srážek je v létě, především v červnu a červenci, kdy za měsíc spadne kolem 240 mm (Niedzwiedz, 1992). Nejnížší úhrny nastávají na většině území v lednu a únoru (Obr. 3). Obr. 4 srovnává množství srážek spadlých v lednu a červenci na slovenských i polských meteorologických stanicích. Kromě nejvyšších poloh (Lomnický štít) obrázek

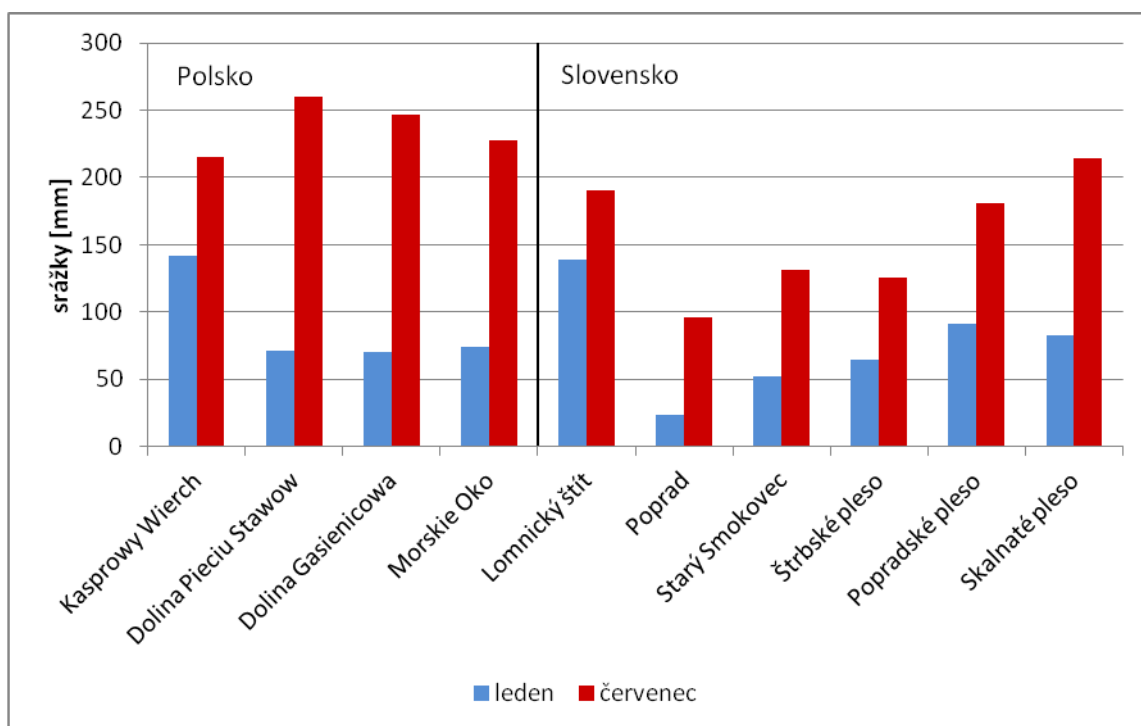
zřetelně dokazuje působení návětrného a závětrného vlivu reliéfu. Sněžení nebo déšť se sněhem nejsou v létě výjimkou. V polohách kolem 2000 m n. m. se v červenci objevují průměrně ve třech dnech z celkových 19 srážkových dní. Režim srážek ve střední Evropě určuje střídání vzduchových hmot různého původu. V Tatrách se však nejčastěji srážky objevují při západním až severozápadním proudění. Proudění postupující z oblasti Středozemního moře je méně významné, způsobuje ale vydatné podzimní deště na území Slovenska. Silné lijáky jsou spojené se severními a severovýchodními cyklónami. Za těchto situací dochází na severních svazích k nucenému výstupu studeného vlhkého vzduchu a následnému orografickému zesílení srážek, které může v některých oblastech způsobit i katastrofální povodně. Krátké prudké deště jsou ovlivněny především tvarem reliéfu. Srážky v podobě krup se vyskytují ve 13 dnech v roce, krupobití jsou však malá a nezpůsobují větší škody. Léto je charakteristické i častými bouřkami (asi 36 dní/rok), (Niedzwiedz, 1993). Přibližně jedna třetina bouřek, které se zde objevují, vzniká z tepla, zbytek jsou frontální bouřky.

Tab. 7: Průměrné roční úhrny srážek v mm v rozdílných nadmořských výškách, (Chomicz, Šamaj, 1974)

nadmořská výška [m]	orientace		průměr
	SZ	JV	
500	600	390	495
600	760	500	630
700	920	610	765
800	1080	725	900
900	1240	840	1040
1000	1380	940	1160
1100	1450	1015	1230
1200	1520	1090	1305
1300	1580	1160	1370
1400	1620	1230	1425
1500	1660	1300	1480
1600	1700	1370	1535
1700	1740	1440	1590
1800	1780	1510	1645
1900	1820	1580	1700
2000	1860	1650	1755



Obr. 3: Roční chod srážek, období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974)



Obr. 4: Průměrné lednové a červencové úhrny srážek, dle dat Niedzwiedz (1992) – Polsko, Konček a kol. (1973) – Slovensko; pozn.: hodnoty pro Polsko za období 1951 – 1970, hodnoty pro Slovensko za období 1951 – 1960

4.3 Sněhová pokrývka

Průměrná nadmořská výška 1000 až 2000 m a teploty o 5 až 10° C nižší než v sousedních oblastech vytvářejí ve Vysokých Tatrách mimořádně příznivé podmínky pro výskyt a trvání sněhové pokrývky. Expozice pohoří vůči převládajícímu směru proudění způsobuje velké rozdíly ve sněhových podmínkách jednotlivých výškových pásů na severní návětrné a jižní závětrné straně (Tab. 8). Průměrný počet dní se stálou sněhovou pokrývkou se pohybuje od 124 dní na úpatí pohoří až do 228-236 dní ve výšce 2000 m n. m., v nejvyšších partiích sněh vydrží až 290 dní (Niedzwiedz, 1992), (Tab. 9). Doba trvání sněhové pokrývky se zvyšuje o 9 dní na 100 výškových metrů (Niedzwiedz, 1992). V nižších polohách je nejmnocnější vrstva sněhu v únoru, na vrcholech a hřebenech se toto maximum posunuje o měsíc později. Maximální výška sněhové pokrývky může v nejvyšších oblastech přesahovat i 4 m (Briedoň, Chomicz, Konček, 1974). Na nejvyšších vrcholech se sněh často objevuje i v průběhu léta. Na některých zastíněných místech zůstane dokonce celý rok, tento sněh se zčásti mění na firn a led. Vysoké Tatry mají dobré dispozice i pro vznik lavin. Uvolňují se většinou po vydatném sněžení a silném větru nebo při rychlém tání sněhu na svazích se sklonem větším než 20 % (Niedzwiedz, 1992).

Tab. 8: Průměrný počet dní se sněžením – období 1951-1960, (Briedoň, Chomicz, Konček, 1974)

Zakopane	Morskie Oko	Dolina Gąsienicowa	Dolina Pięciu Stawów	Kasprowy Wierch	Lomnický štít	Poprad	Štrbské pleso	Skalnaté pleso
78,8	114,4	120,2	125	165,1	157,4	41,8	87,1	120,9

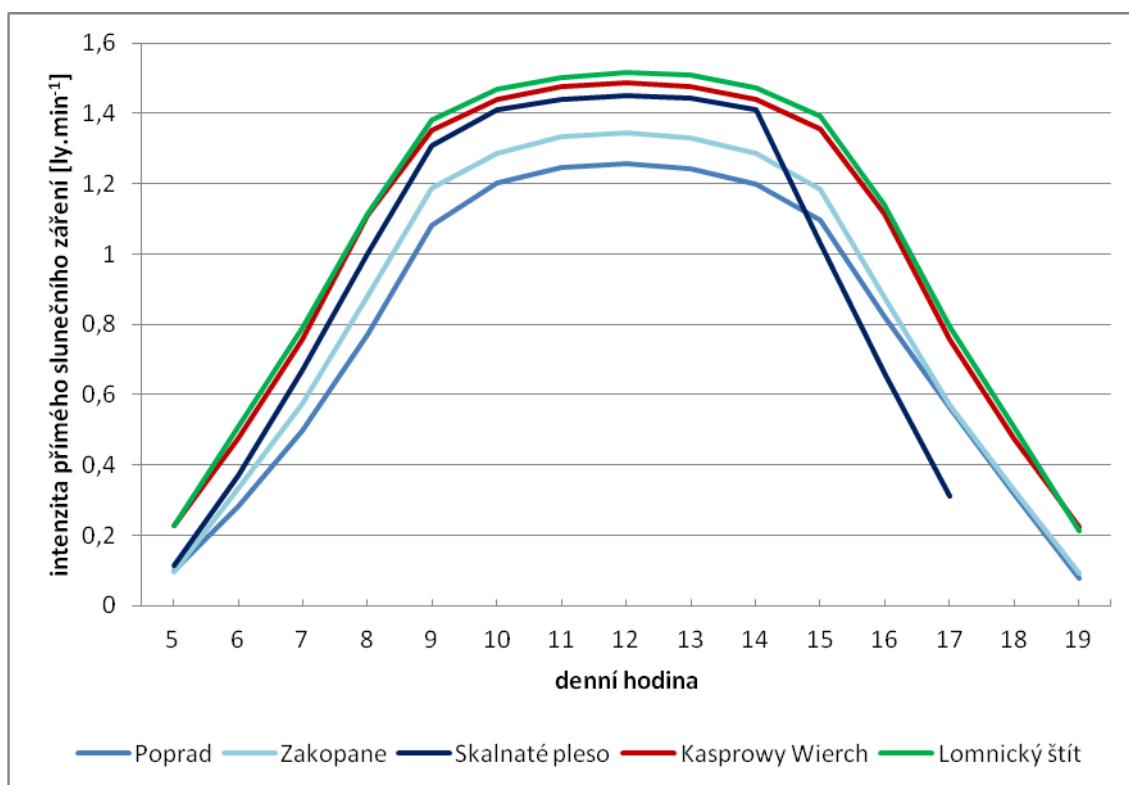
Tab. 9: Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou vysokou minimálně 1 cm – období 1951-1960, (Briedoň, Chomicz, Konček, 1974)

Zakopane	Morskie Oko	Dolina Gąsienicowa	Dolina Pięciu Stawów	Kasprowy Wierch	Lomnický štít	Poprad	Štrbské pleso	Skalnaté pleso
116,5	188,3	192,4	216,4	230,5	236,2	81,7	154,2	187,1

4.4 Sluneční záření

Nejvýznamnější úlohu z příjmu sluneční energie má přímé sluneční záření. Jeho tok je ovlivněn mnoha faktory – výškou Slunce, vzdáleností Země od Slunce, sluneční konstantou a fyzikálním stavem atmosféry v daném místě. Díky častým inverzním situacím nejvíce přímého slunečního záření přijímají nejvyšší vrcholy. Průměrná doba trvání slunečního svitu na Lomnickém štítu (2635 m n. n.) je vyšší než 1700 h/rok, zatímco na Kasprowem Wierchu (1991 m n. m.) je to jen 1374 h/rok. V nižších polohách je to 1390 – 1480 h, ale záleží na topografii a orientaci svahu. Nejmenší příjem mají severní svahy. Severní část Gąsienicoway doliny (1520 m n. m.) přijímá jen 1136 h, Štrbské pleso na jižní straně 1580 h (Smolen, Kolodziejek, 1974), obecně nejvyšší příjem na jižní straně vykazují svahy se sklonem 35° (Smolen, Ostrožlík, 1994). Minimum slunečního svitu na většině území nastává v prosinci. V oblastech pod 2000 m n. m. slunce nejvíce svítí v květnu a srpnu, zatímco ve vyšších partiích v březnu a září.

Intenzita slunečního záření je závislá především na výšce Slunce nad horizontem a propustnosti atmosféry. Díky těmto činitelům má výrazný denní (Obr. 5) i roční chod. V takto členitém terénu je intenzita značně ovlivněna i horizontem, především v ranních a večerních hodinách. Tento trend potvrzuje měření ze stanice Skalnaté pleso, kam po 18:00 již slunce nesvítí, na jiné stanice však ano. Vertikální gradient intenzity poměrně rychle roste do výšky 1500 m n. m., nad touto hranicí již roste pomaleji. Tento rozdíl je způsoben znečištěním spodních vrstev atmosféry. Obecně je vertikální gradient intenzity přímého slunečního záření $5 \text{ W.m}^{-2}/100 \text{ m}$.



Obr. 5: Denní chod intenzity přímého slunečního záření – roční průměr za období 1954 – 1962 (Slovensko), 1958 – 1962 (Polsko), dle dat Smolen, Kolodziejek (1974)

Celkové příjmy globálního záření jsou závislé především na oblačnosti a nadmořské výšce. V Tatrách se během roku vystřídají dvě období s rozdílným příjmem tohoto záření. Pro období od října do dubna je typický zvyšující se příjem záření s rostoucí nadmořskou výškou. Zatímco od května do září je zaznamenán minimální příjem ve výšce 1200 – 1800 m n. m., to je způsobené výškou kondenzační hladiny v tomto období (Niedzwiedz, 1992).

Uvolňování radiační energie z povrchu je závislé na průměrném ročním albedu a je ovlivněno nejen typem povrchu, ale i délkou trvání sněhové pokrývky. Nejvyšší partie s nejdelším výskytem sněhu mají průměrné albedo 44 – 48 %, zatímco v nižších polohách je to 26 – 30 %. Hodnoty albeda sněhové pokrývky jsou do značné míry ovlivněny vegetací. Nad horní hranicí lesa je v lednu albedo dokonce 68 %, v létě na stejném místě je o více než 40 % nižší (Niedzwiedz, 1992). Albedo lesa je pro zimní měsíce 38 %, pro letní měsíce 15 % (Niedzwiedz, 1992).

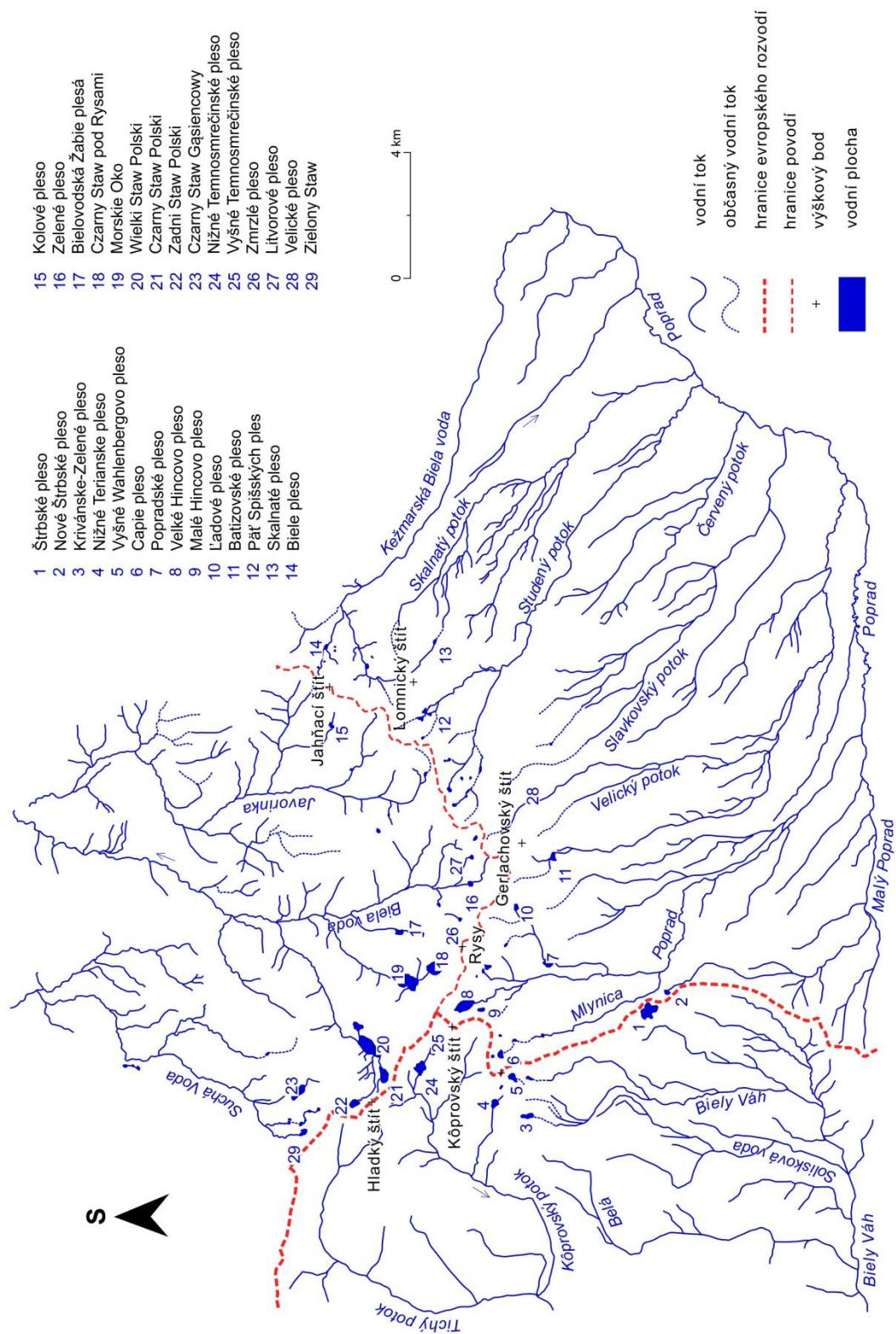
5. Hydrologické poměry Vysokých Tater

Vysoké Tatry tvoří hranici evropského rozvodí mezi Baltským (přítoky Visly) a Černým mořem (přítoky Dunaje). Hlavními recipienty jsou Váh a Dunajec s Popradem (Červený, 1984), jejichž rozvodnice probíhá po hlavním hřebeni Vysokých Tater (Dub, 1956). Severní svahy odvodňuje svými přítoky Dunajec, z jižních a jihovýchodních svahů odvádějí vodu přítoky Popradu a z jihozápadní části přítoky Váhu. Určujícím faktorem pro tvar říční sítě je reliéf, ve Vysokých Tatrách tvořený systémem brázd a kotlin, ten předurčil vznik říční sítě pérovitého tvaru (Pacl, 2010), (Obr. 6). Tato říční síť, typická pro vysokohorské oblasti, je charakteristická množstvím krátkých bočních přítoků, jež se s obou stran vlévají do hlavního toku. Průměrná hustota říční sítě slovenských Východních Tater (Vysoké a Belianské) je 1 km.km^{-2} (Pacl, 2010). Vzhledem k odlišným geologickým poměrům severní a jižní strany pohoří je průměrná hustota říční sítě v polské části Tater menší. Na krystaliniku dosahuje hodnoty $0,94 \text{ km.km}^{-2}$, na vápencích $0,79 \text{ km.km}^{-2}$ (Pacl, 2010).

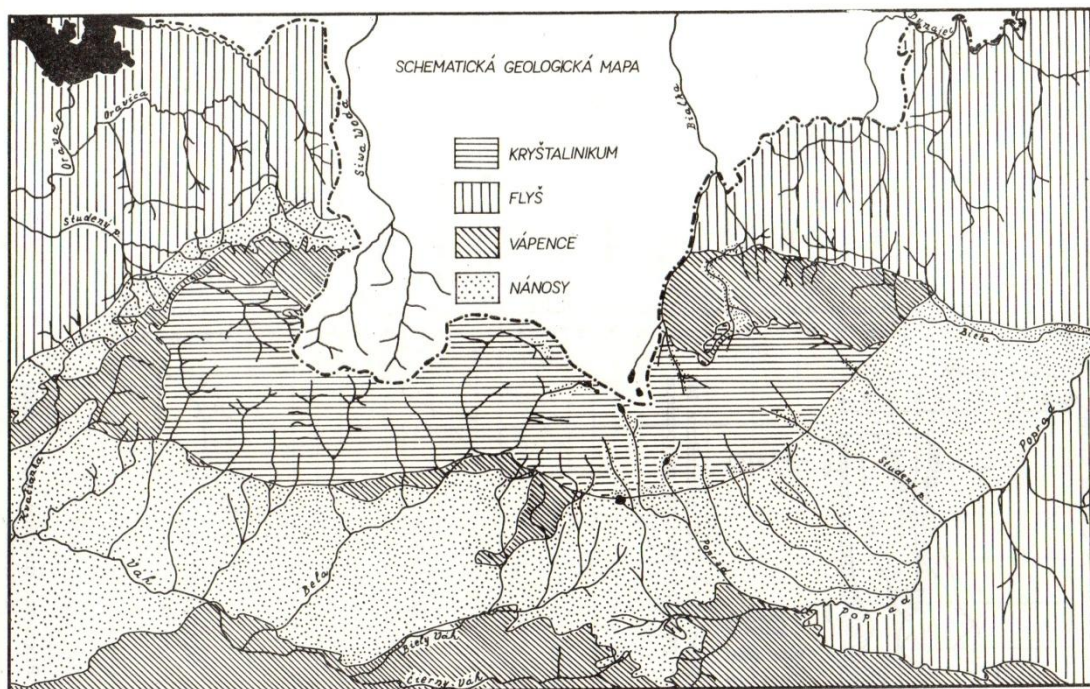
5.1 Odtokoví činitelé

Odtok z území ovlivňuje působení klimatických, morfologických, geologických a vegetačních činitelů. Geologické podloží centrální a jižní strany pohoří je tvořeno téměř nepropustnými horninami krystalinika (Nemček, 1994), (Obr. 7), především biotickými granodiority a křemitými diority (Gorek, Kahan, 1973). Nejvyšší polohy polských Vysokých Tater také tvoří granodiority, nižší pásma ale pokrývají kvarcity a druhohorní obal tvořený vápenci a dolomity (Klimaszewski, 1988). Ve vyšších polohách a na návětrných stranách pohoří spadne všeobecně více srážek, společně s nízkým klimatickým výparem a geologickým podložím vytvářejí podmínky vhodné pro poměrně rychlý odtok srážkové vody. Tyto oblasti jsou velmi strmé a chudé na vegetační kryt, nemají dostatek půdy, která by zadržovala vodu, vyskytují se zde však velké plochy sutin a přirozené vodní nádrže v podobě jezer, které slouží jako účinný regulátor odtoku. Velmi dobrý retenční účinek mají také lesy, které pokrývají více než polovinu plochy obou národních parků. V nižších částech pohoří je krystalinikum pokryté glaciálními a fluvioglaciálními nánosy, v tomto pásmu voda rychle vniká do

štěrkovitého materiálu, zde se hromadí a postupně odtéká jako podzemní voda, vytváří prameny vydatné i v obdobích sucha (Dub, 1956).



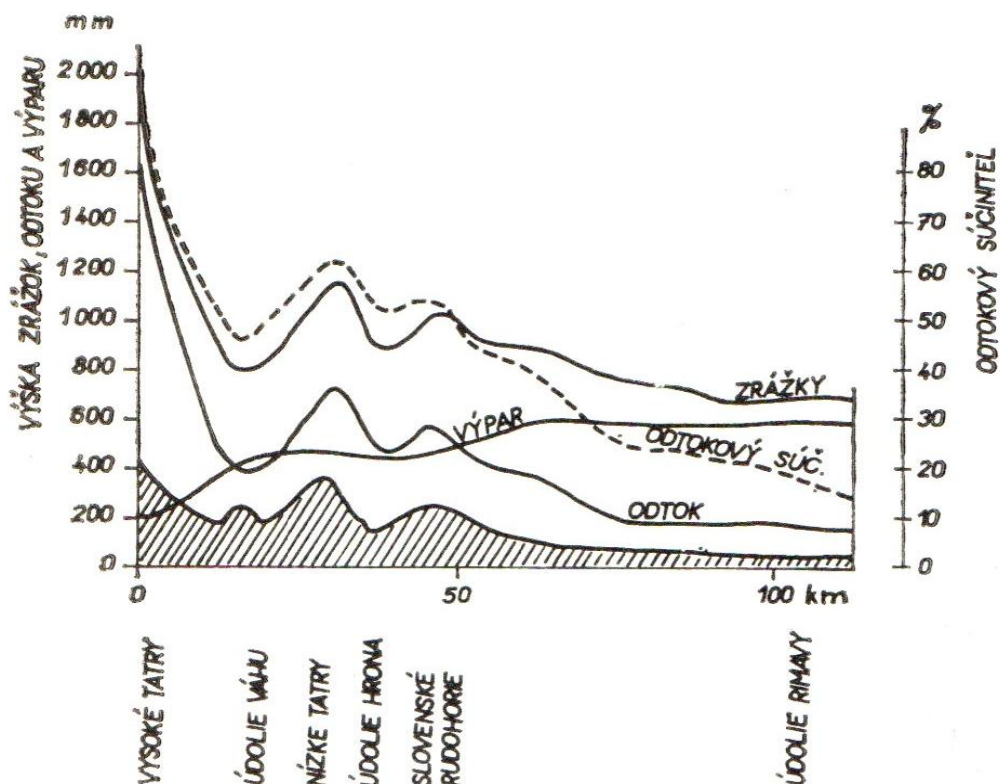
Obr. 6: Říční síť Vysokých Tater (Lukniš, 1974) - upravené



Obr. 7: Geologická mapa slovenské časti Tater; (Pacl, 1973)

5.2 Plošné a časové rozložení odtoku

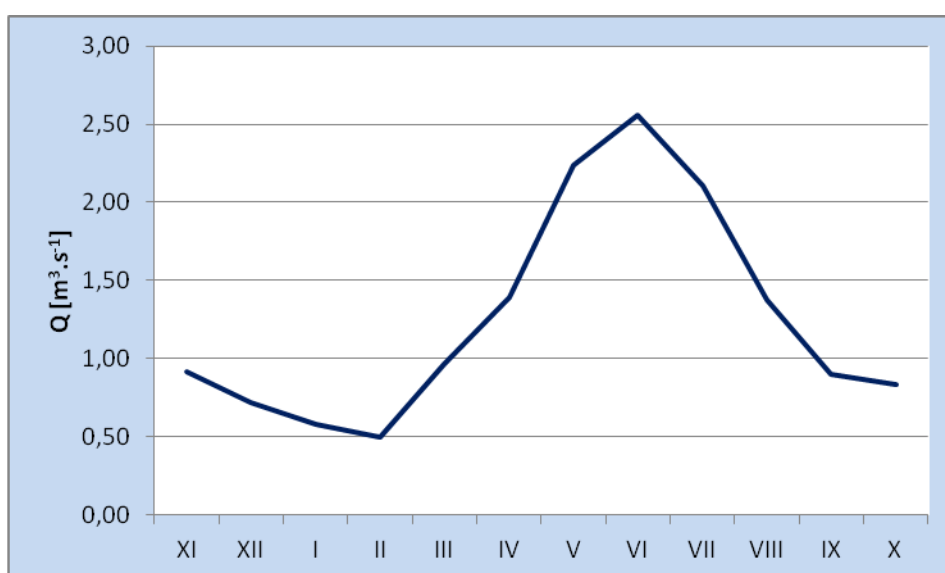
Západních Tatrách odteče asi $30 - 40 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, ve Východních Tatrách $50 - 60 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, pro srovnání uvedme průměrný specifický odtok v povodí Váhu, který činí $15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$, na jižním Slovensku je to pouhý $1 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (Pacl, 2010). Tento významný hydrologický charakter Tater je dobře čitelný z Obr. 8, který mimo jiné zobrazuje i hodnoty odtokového součinitele. Z oblasti Tater odtéká 70 – 90 % z celkového úhrnu srážek, v nižších polohách asi 60 % a ve vápencových oblastech okolo 50 % srážek (Dub, 1956). Specifický odtok roste s nadmořskou výškou a mění se s orientací. Nejvyšší hodnoty vykazují severozápadní svahy kolmé na směr proudění, které přináší velké množství srážek. Z celkového úhrnu srážek spadlých na povodí slovenských Východních Tater odtečou asi 3/4 říční sítí, 1/4 se vypaří a zanedbatelná část je spotřebována vegetací (Pacl, 2010).



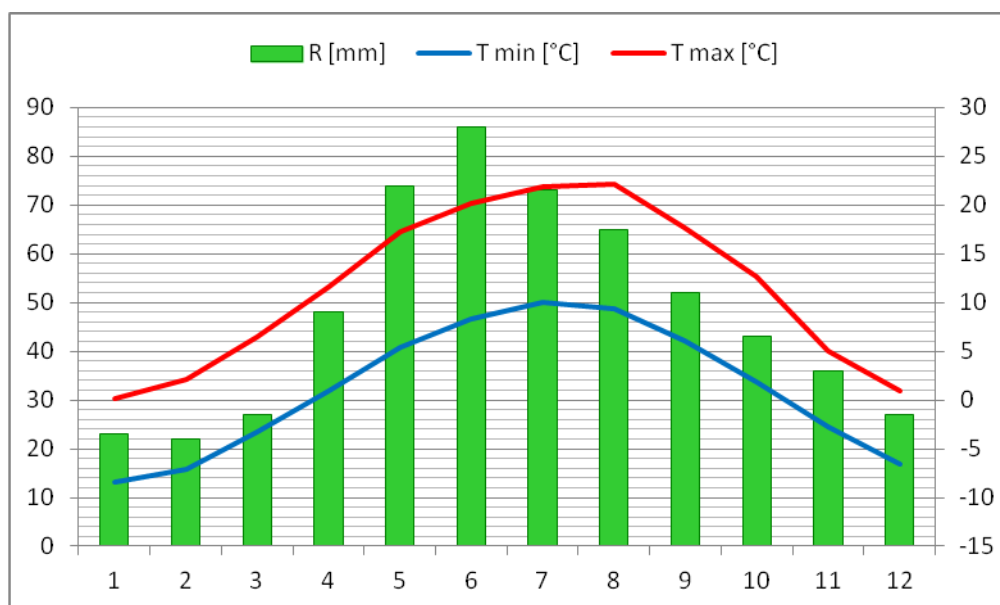
Obr. 8: Schematický profil poledníkem 20° v. z. d., (Dub, 1956)

Velký vliv na režim odtoku mají i pevné srážky, které se díky nízkým teplotám vzduchu a expozici pohoří, hromadí po dlouhé zimní měsíce, v tomto čase nastávají minima průtoků. Čím vyšší pásmo, tím dříve se zde objevují sněhové srážky, tím více sněhu se zde ukládá a tím pomaleji se posléze mění na tekoucí vodu. V nejvyšších polohách padají srážky ve sněhové podobě od poloviny listopadu, tehdy začíná období, kdy jsou toky napájeny zásobami podzemní vody. Tyto zásoby se však během dlouhé zimy téměř vyčerpají, a proto jsou na sklonku zimy průtoky velmi nízké. Nejnížší průtoky nastávají v únoru, kdy panují největší mrazy a přírůstek sněhové pokrývky je nejvyšší, to dokládají i hodnoty průměrných měsíčních průtoků na Velickém potoku (Obr. 9). Tomuto minimu však napomáhá situace z předešlého podzimu, kdy průtoky na tatranských potocích postupně klesají díky nedostatku srážek. Ten zapříčiňuje zastíněnost pohoří vůči jižnímu a jihozápadnímu proudění, které přináší v jiných částech Slovenska vydatné podzimní deště. Podíl nejnižších průměrných měsíčních průtoků na ročním odtoku dosahuje 1,5 – 3,5 % (Pacl, 2010). Vysokohorské

podmínky Tater posunují tání sněhu až do období května a června, popř. července, kdy průtoky dosahují maximálních hodnot (Obr. 9). K nejvyšší vodnatosti toků přispívá i další významný činitel, a to dešťové srážky. První polovina června není jen obdobím největšího tání sněhu ale i obdobím vydatných dešťů (Obr. 10). Spojení odtoku vody ze sněhu a odtoku z deště je kombinací dvou nejúčinnějších faktorů, které podmiňují nejvyšší hodnoty měsíčních průtoků ve všech výškových pásmech Vysokých Tater (Tab. 10), (Pacl, 1973). Nejvyšší průměrné měsíční průtoky se na ročním odtoku podílejí z 13 – 25 % (Pacl, 2010).



Obr. 9: Velický potok (Poprad – Vel'ká) – průměrné měsíční průtoky, za období 1941-1960, dle dat Pacl (1994)



Obr. 10: Poprad – klimatické charakteristiky (dle dat World Weather Information Service)

VYSOKÉ TATRY											
toky nad 1000 m n. m.											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
5,00	3,00	2,00	1,50	1,50	7,00	19,00	22,50	17,00	9,50	6,50	5,50
Zimní období (X-III) 20 %; Letní období (IV-IX) 80 %											
PODHŮŘÍ VYSOKÝCH TATER											
jižní strana											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
6,00	4,00	3,50	3,00	6,50	10,00	14,50	16,50	13,50	9,50	6,50	6,50
Zimní období (X-III) 30 %; Letní období (IV-IX) 70 %											
severní strana											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
6,00	4,00	3,00	2,50	3,00	7,50	17,00	18,00	15,00	11,00	7,00	6,00
Zimní období (X-III) 25 %; Letní období (IV-IX) 75 %											

Tab. 10: Procentuální rozdělení odtoku na slovenské části Vysokých Tater a v podhůří v průběhu roku, (Pacl, 1973)

5.3 Teplota vody a ledové jevy

Teplotní režim tatranských toků je výsledkem působení mnoha činitelů. Hlavním zdrojem tepla je sluneční záření. Dalším faktorem ovlivňujícím teplotu vody je míra, jakou jsou toky zásobovány vodou z jezer nebo jestli jsou toky

napájeny zásobami podzemních vod. Ve vlastním pohoří je průměrná teplota vody 4 – 6 °C, na dolním toku je to 6 – 7 °C (Pacl, 2010). Průměrná roční teplota vody bývá vyšší než průměrná roční teplota vzduchu. Nejvyšších hodnot dosahuje teplota vody v červnu, nejnižších pak v lednu a únoru. Zimní minimum a letní maximum průměrných měsíčních teplot vody se příliš neliší od celoročního průměru ($\pm 2,5$ °C), směrem do podhůří se tento rozdíl zvyšuje (Pacl, 2010). Obdobné teplotní poměry panují i v polské části Vysokých Tater.

Velký proud a zavátí říčních koryt neumožňují výskyt ledových jevů velkého rozsahu. Led se tvoří pouze na úsecích s pomalým prouděním nebo v tišinách za balvany. Na otevřených úsecích s rychle proudící vodou může za nízkých teplot vznikat ledová tříšť nebo dnový led. První ledové úkazy se ve výšce nad 1000 m n. m začínají vyskytovat na začátku listopadu a poslední zbytky roztají v polovině dubna.

5.4 Hydrologická bilance

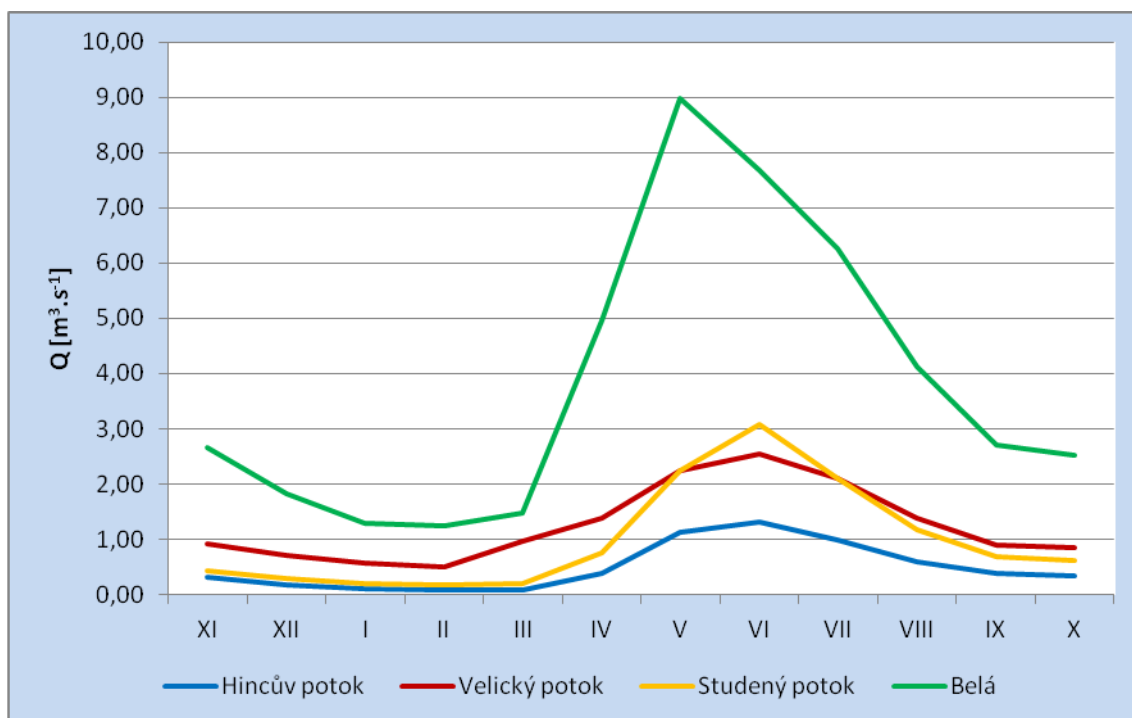
Na hydrologicky vymezenou plochu Vysokých Tater, která činí asi 900 km², spadne za rok průměrně 1160 mm srážek. Jak je možné vidět v Tab. 11, přibližně 73 % odtěče řekami (součinitel odtoku 0,73) a 27 % se vypaří (Pacl, 1974). Jak už bylo řečeno, hlavním odtokovým činitelem je reliéf a jeho vlastnosti. I když na obě části Tater (Západní a Vysoké) spadne přibližně stejný úhrn srážek, odtok ze Západních Tater je pomalejší díky podloží, které je částečně tvořeno i vápenci a dolomity (Pacl, 2010), a je tedy více propustné než podloží tvořené žulami. Kdyby veškerá voda odtékající z Vysokých Tater protékala jedním korytem, činil by průtok 24 m³.s⁻¹, ze Západních Tater by byl nižší, a to 14 m³.s⁻¹ (Pacl, 1974).

Tab. 11: Hydrologická bilance Tater, (Pacl, 1973)

Oblast	Srážky [mm]	Odtok [mm]	Výpar [mm]	Specifický odtok [l/s/km ²]	Součinitel odtoku	Plocha [km ²]
Západní Tatry	1150	720	430	23	0,63	620
Vysoké Tatry	1160	850	310	27	0,73	900
Západní a Vysoké Tatry	1150	800	350	25	0,7	1520

5.5 Vodní toky

Ve Vysokých Tatrách pramení zdrojnice velkých slovenských i polských řek, Váhu, Popradu a Dunajce. Toky mají bystrinný ráz, na horních tocích mají průtok přibližně $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, po vyústění z dolin se průtoky snižují na $1 - 1,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Červený, 1984). Většina potoků vytéká z jezer a v podhůří se vlévá do větších sběrných řek. Obr. 11 ukazuje hodnoty průměrných měsíčních průtoků na čtyřech tocích. Průtoky se začínají zvyšovat v březnu, vrcholí v květnu a červnu, minima nastávají v únoru. Jejich vodnatost je tedy závislá na postupném odtávání sněhu, což odpovídá niválnímu horskému odtokovému režimu. Přehled hlavních toků a jejich základních charakteristik je možné najít v Tab. 12.



Obr. 11: Hincův p.¹, Velický p.², Studený p.³, Belá⁴ – průměrné měsíční průtoky, za období 1941-1960, dle dat Pacl (1994), pozn.: hodnoty jsou měřené na vodoměrných stanicích: 1 – Popradské pleso, 2 – Poprad-Vel'ká, 3 – Tatranská Lesná, 4 – Podbanské

Tab. 12: Hlavní vodní toky Vysokých Tater – délka a plocha povodí (Pacl, 2010); (*slovenská část)

Slovenská část		
Název	Délka [km]	Plocha povodí [km ²]
Batizovský potok	21	12,7
Belá	22,1	244,3
Beliansky potok	14,5	28,3
Bialka	20,5	130,5
Biely váh	30,3	129,6
Červený potok	8	20,7
Hincův potok	6	8,6
Javorinka	19,3	66
Kežmarská Biela voda	21	30
Krupá	2	7,5
Mlynica	22,5	79,6
Poprad*	107	311,1
Skalnatý potok	15,2	34,4
Slavkovský potok	14,8	44,9
Studený potok	18	30
Váh	403	10640
Velický potok	22,3	57,5
Polská část		
Filipczański Potok	10,2	46
Pańszczycki Potok	5,4	7,2
Roztoka	6,5	13,6
Rybi Potok	5	11,3
Sucha Woda	13	26,9
Waksmundzki Potok	6,6	5,3

5.6 Vodopády

Rozsáhlé ledovcové přemodelování reliéfu Východních Tater vytváří vhodné podmínky pro vznik vodopádů. Dalšími činiteli podmiňující existenci vodopádů je vysoký úhrn srážek a příznivé podmínky pro odtok. Přestože se ve Východních Tatrách vyskytuje více vodopádů než v Západních, převažují spíše menší vodopády na skalních skocích. Objevují se zde však i vodopády velkých rozměrů, jako je například Vajanského vodopád pod Temnosmrečinským plesem v Kôprové dolině měřící 30 m a 20 m vysoký Obrovský vodopád Malého Studeného potoka na visutém prahu v Malé Studené Dolině.

Kromě samostatných vodopádů se ve Vysokých Tatrách vyskytuje i mnoho kaskád, jako je tomu i pod soutokem Malého a Velkého Studeného potoka, kde se nachází 42 m vysoká kaskáda Studeného potoka se třemi skalními skoky. Mezi další významné vodopády slovenské části Vysokých Tater patří Hviezdoslavův vodopád v Ťažké dolině, špatně přístupný Kmeťův vodopád pod Nefcerkou, patřící do soustavy Nefcerských vodopádů na prahu stejnojmenné doliny, dále vodopád Skok v Mlynické dolině a Velický vodopád ve Velické dolině. Některé vodopády jsou nevýrazné a málo známé, protože téměř celý rok je pokrývají firnová pole. Takové vodopády se nacházejí na severovýchodním svahu v Medené dolině a Velké a Malé Zmrzlé dolině.

V polských Tatrách je nejvýznamnějším vodopádem Wodogrzmoty Mickiewicza v dolině Roztoki, který se rozkládá na pěti stupních ve výšce 1140 – 1160 m n. m. Malé vodopády se nacházejí v Dolině Gąsienicowa a Pięciu Stawów Polskich (Pacl, 2010).

5.7 Podzemní voda

Zásoby podzemní vody Východních Tater jsou díky odlišnému horninovému složení Vysokých a Belianských Tater rozdílné. Zatímco Belianské Tatry tvoří především vápenec a zásoby podzemní vody jsou tedy poměrně velké, Vysoké Tatry díky krystalickému podloží mají zásoby podstatně nižší. Největší zásobárnou podzemní vody ve Vysokých Tatrách jsou kvartérní akumulární formy, především glaciální a glaciofluviální sedimenty. Mocnost glaciálních sedimentů (morén) v povodí Popradu dosahuje vysokých hodnot, v okolí Štrbského plesa směrem na východ až 450 m (Porubský, 1991). Morény leží na horninách krystalinika, paleogénu a mezozoika. V podloží glaciofluviálních kuželů převažují horniny paleogénu. Zásoby podzemních vod těchto sedimentů jsou doplňovány hlavně srážkami a přítoky podzemních vod ze sousedních území. Glaciální sedimenty jsou vzhledem k méně propustnému podloží lépe zvodněny a obsahují více podzemní vody než glaciofluviální sedimenty. Z okrajů morén vytéká velké množství pramenů rozdílných vydatností. Prameny nad Tatranskou Štrbou mají vydatnost do 20 l.s⁻¹, rozkolísanost vydatnosti pramene

u Vyšných Hágů je dokonce $3 - 65 \text{ l.s}^{-1}$ (Porubský, 1991). Z glaciofluviálních kuželů vytékají prameny s podstatně nižší vydatností, často tvořící mokřady a rašeliniště.

Na horninách krystalinika se nacházejí puklinové podzemní vody. Velikost zásob podzemních vod je závislá na míře rozpukání, velikosti a hloubce puklin. Puklinové prameny mají velmi malou vydatnost, většinou $0,1 - 0,3 \text{ l.s}^{-1}$. Vydatnější prameny se nacházejí na styku krystalinika s paleogénem v Popradské kotlině. Prameny jsou často pokryté kamennou sutí, voda odtud vytéká ve formě liniových pramenů, jako je tomu například v okolí Skalnatého plesa. Podzemní voda krystalinika nemá větší vodohospodářský význam.

5.8 Jezera

Nepostradatelnou funkci v hydrologickém cyklu Vysokých Tater plní i jezera. Jak již bylo uvedeno, jsou velmi účinným regulátorem odtoku, mají velmi vysokou retenční schopnost, ovlivňují teplotu vody vytékajících bystřin, většina je součástí říčního systému odvodňující Tatry a v neposlední řadě mají velký estetický význam pro malebnost tatranské přírody. Téměř v každé dolině Vysokých Tater je možné nalézt alespoň jedno jezero, většinou se jich zde však vyskytuje hned několik pohromadě. Jezera jsou nejmladší pozůstatky ledovcové činnosti, vyskytují se v různých nadmořských výškách, plochy některých z nich přesahují i 20 ha a některá jsou hluboká více než 50 m, přesto v Tatrách převažují spíše malá jezera. Tatranská jezera, lidově řečená plesa nebo stawy, jsou nepostradatelnou součástí Vysokých Tater.

5.8.1 Teplotní poměry jezer

Stejně jako jiná vysokohorská jezera mají i ta ve Vysokých Tatrách po celý rok relativně nízkou teplotu vody. Nejvýznamnějším zdrojem tepla je sluneční záření, které dopadá přímo na hladinu jezera. Dalšími zdroji tepla jsou silněji ohříváné břehy, povrchové i podzemní přítoky, srážky nebo teplo vznikající při biologických a chemických dějích. Vliv těchto činitelů je však v porovnání se slunečním zářením velmi malý. Část záření se odráží od hladiny zpět do atmosféry. K ohřátí vody dojde jen tím zářením, které projde přes hladinu. Schopnost vody absorbovat tepelné záření je velká, proto proniká jen do malé hloubky. Asi polovina je pohlcena

v prvních deseti centimetrech, zbytek nepronikne hlouběji než pět metrů. Příjem tepla ze slunečního záření je však do velké míry ovlivněn zastíněním jezera okolními štíty. V oblasti Tater může být rovný, nezastíněný povrch při celoročně jasné obloze ozářen 4454 hodin (Gregor, Pacl, 2005). Efektivní možný sluneční osvit daného místa (jezera) získáme odčítáním osvitu zastíněných míst od celoroční teoreticky možné sumy. Délku možného osvětlení Sluncem pro vybraná jezera uvádí Tab. 13. Nelze však pominout vliv oblačnosti. Skutečná délka slunečního svitu je v Tatrách měřena pouze na Skalnatém a Štrbském plesu. Na Skalnatém plesu je průměrný počet dní se slunečním svitem 43 % z efektivního slunečního svitu, na Štrbském plesu 47 % (Gregor, Pacl, 2005).

Tepelná vodivost vody je malá, přesto se teplo z povrchové vrstvy šíří do hloubky poměrně rychle. Neustálé se střídající příjem a výdej tepla v průběhu dne i roku při měnící se hmotnosti vody způsobuje její pohyb ve vertikálním směru, tzv. termické konvekční proudění. Nejvyšší hustotu a tedy i největší hmotnost má voda při teplotě 3,98 °C (Gregor, Pacl, 2005). Na jaře a na podzim se povrchová vrstva vody postupně otepluje (ochlazuje) na tuto teplotu, klesá do větších hloubek a na krátkou dobu nastává v celém vodním sloupci stejná teplota a tedy i hustota vody, tzv. jarní a podzimní homotermie. Opakem homotermie je stagnace, při níž nedochází k žádné vertikální výměně. Při letní stagnaci nastává přímá teplotní stratifikace, kdy se teplá voda nachází nad vodou chladnější. Stabilita normálního zvrstvení se v průběhu léta upevňuje v důsledku dalšího ohřívání povrchové vrstvy. Při zimní stagnaci (obrácená stratifikace) se chladnější voda (0 – 4 °C) nachází nad teplejší, která dosahuje maximální hodnoty 4 °C. K tomuto stavu může dojít až tehdy, když se veškeré zásoby tepla v hlubších částech jezera vyčerpají natolik, že teplota zde poklesne na 4 °C. Proto objemná jezera zamrzají později než malá a mělká. Cirkulace vody v jezeře není podmíněná jen konvekčním prouděním, ale také dynamickým působením větru, který je druhý nejvýznamnější činitel způsobující promíchávání jezerní vody. Jeho působení je však do velké míry ovlivněno orografickými podmínkami v okolí jezera. Karová jezera jsou před jeho účinky poměrně dobře chráněna díky bezprostřední blízkosti vysokých štítů.

Tab. 13: Délka možného osvitu jezer sluncem; dle dat Gregor, Pacl (2005)

Jezero	hod	Jezero	hod
Štrbské	4078	Okrúhle	2811
Jamské	4064	Vyšné Terianske	2787
Biele Kežmarské	3582	Nižné Wahlenbergovo	2765
Ľadové Zbojnicke	3575	Vyšné Wahlenbergovo	2697
Kobyliie	3618	Popradské	2659
Batizovské	3339	Nižné Terianske	2473
Veľké Hincovo	3221	Kolové	2108
Malé Žabie	3006	Litvorové	2098
Malé Hincovo	2984	Zmrzlé	1743
Velické	2945	Zamrznuté	1712

5.8.2 Teplotní režim jezer

J. Pacl a K. Wit-Jóźwikowa (1974) dělí tatranská jezera dle teplotního režimu do dvou skupin:

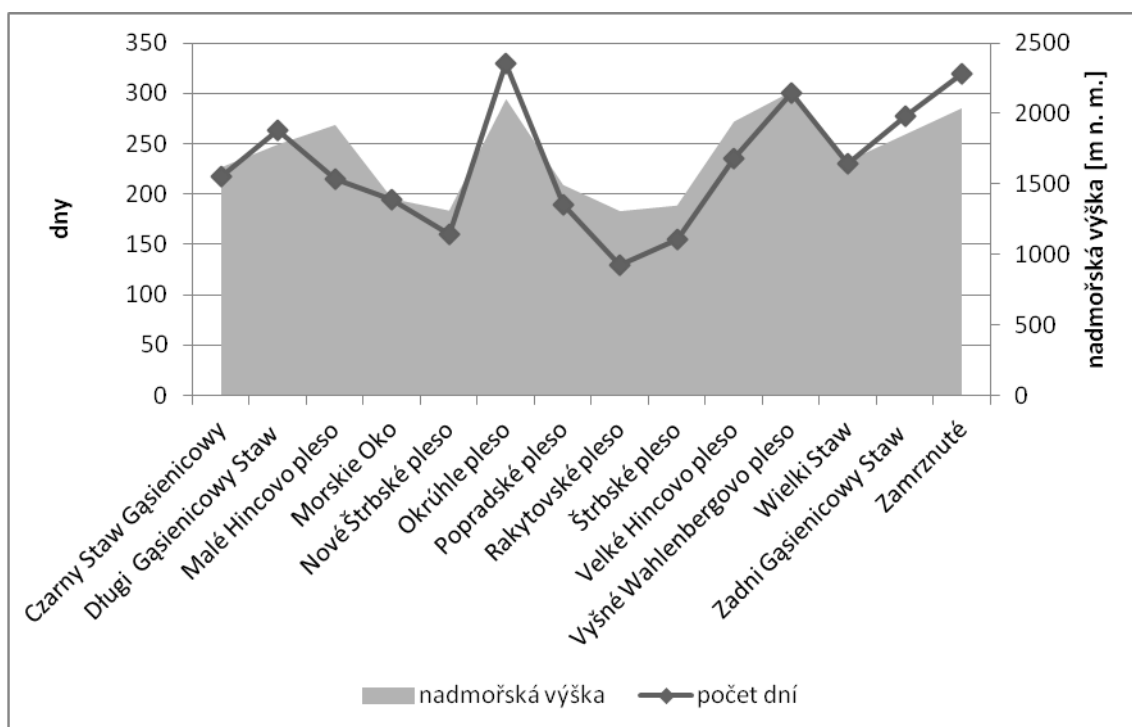
- Jezera mírného pásma* – v létě mají normální zvrstvení, v zimě obrácené, na jaře a na podzim nastává homotermie
- Jezera s režimem podobným jezerům polárního pásma* – velmi dlouhé období obrácené stratifikace, nevýrazná jarní homotermie, krátké období přímé stratifikace a velmi výrazná podzimní homotermie; tato jezera jsou v Tatrách velmi přiléhavě pojmenována – Ľadové, Zmrzlé, Zamrznuté

Časové rozpětí základních termických fází je ovlivněno působením klimatických činitelů, zejména insolací. Důležitým faktorem je také expozice jezer vůči již zmíněnému působení větru a samozřejmě morfometricko-hydrologické podmínky. Roční koloběh teplotních změn má na vysoko-tatranských jezerech tento průběh:

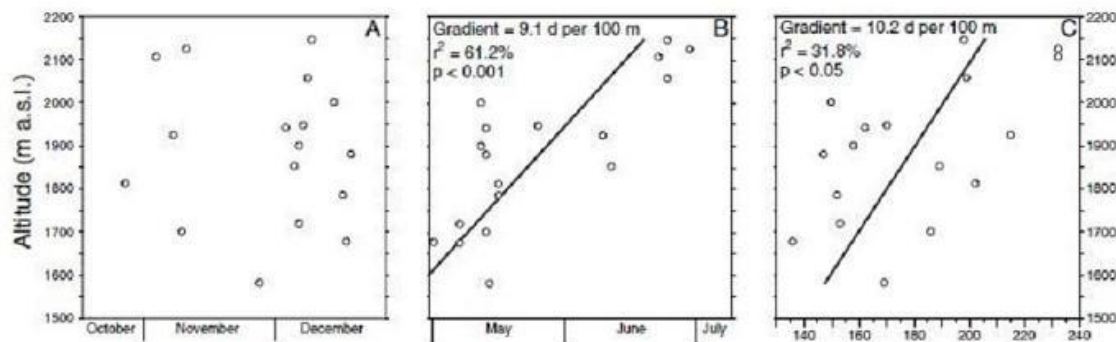
Podzim – díky slábnoucímu slunečnímu záření povrchová vrstva vody ztrácí při nočním vyzařování více tepla než je schopna přijmout přes den, proto se postupně ochlazuje. Chladnější voda vyvolává vertikální cirkulaci a promíchávání různě teplých vrstev až do okamžiku, než se voda v celém objemu jezera ochladí na 4 °C. V nejvýše položených jezerech se podzimní homotermie objevuje začátkem října, v nadmořské výšce 1500 – 1800 m v polovině října a v nejnižších polohách

na konci října (Gregor, Pacl, 2005). Na dlouho zamrzlých jezerech k podzimní homoteremii dochází již na začátku září. Po jejím odeznění se povrchová vrstva vody nadále ochlazuje na 0 °C, kdy se začíná vytvářet ledová pokrývka. Postupné zamrzání jezera je několikadenní, v některých případech i několikátýdenní proces způsobený kolísáním teploty vzduchu. Trvá ještě déle na jezerech, která jsou více vystavena účinkům větru (např.: Velké Hincovo pleso). Neustálé vlnění hladiny a výstup teplejších vod odsouvá zamrznutí hladiny až do období bezvětří (Gregor, Pacl, 2005).

Zima – obrácená stratifikace začíná úplným zamrznutím hladiny jezera. Ledová pokrývka na všech jezerech netrvá stejně dlouho. Období úplného zamrznutí hladiny je podmíněno nadmořskou výškou (Obr. 12) a polohou jezera na jižní či severní straně pohoří, kde panují rozdílné klimatické podmínky, především délka slunečního svitu, množství sněhových srážek a síla ledu na jezeře. Doba trvání ledové pokrývky vykazuje lineární závislost na rostoucí nadmořské výšce (Obr. 13), a to 10,2 dne na 100 výškových metrů (Šporka a kol., 2006). Velký vliv má samozřejmě i objem jezera a jeho zásoby tepla. Nejdříve, v září až říjnu, zamrzají malá a mělká jezera na severní straně v nadmořské výšce 1600 – 1850 m. V tom samém období zamrzají jezera na jižní straně pohoří ve výšce nad 1900 m n. m. a zastíněná karová jezera nazývaná l'adová, zmrzlá nebo zamrznutá. V říjnu a listopadu zamrzají jezera na severní straně ve výškách 1550 – 1700 m n. m., na jižní straně velká jezera ve výšce asi 1900 m n. m. Nejdéle, v listopadu, zamrzají plesa v pásmu lesa do výšky 1500 m n. m. Rozmrznání jezer probíhá opačně. Nejdříve roztávají ta v pásmu lesa, malá jezera na přelomu dubna a května, velká o 2 až 3 týdny později (Gregor, Pacl, 2005). S rostoucí nadmořskou výškou se rozmrznání jezer odsouvá do letních měsíců (červen až srpen). Šporka a kol. (2006) uvádí zpoždění o 9,1 dne na 100 m výšky. Led na jezerech nad horní hranicí lesa mizí až v srpnu nebo září. V mimořádně chladném létě se může stát, že led neroztaje vůbec a většina hladiny je pokryta ledem až do dalšího období mrazů. Dle Šporky a kol. (2006) je doba zamrzání v podstatě nezávislá na rostoucí nadmořské výšce (Obr. 13). Opačně je tomu však v období rozmrznání, kdy jezera vykazují na nadmořské výšce silnou závislost (Obr. 13).



Obr. 12: Závislost výskytu trvalé ledové pokrývky na nadmořské výšce, dle dat Pacl, Wit-Jóźwikowa (1974)



Obr. 13: Závislost na rostoucí nadmořské výšce: A – zamrzání jezer, B – rozmrzání jezer, C – délka trvání ledové pokrývky, (Šporka a kol., 2006)

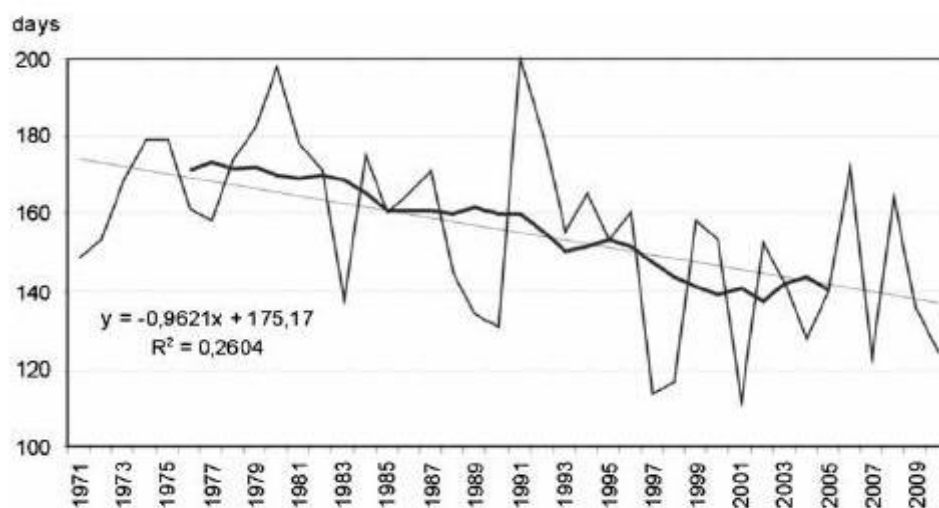
Jaro – po roztátí ledové pokrývky se povrchová vrstva vody poměrně rychle ohřívá až na 4 °C. Uvnitř jezera opět dochází k vertikální cirkulaci vody a nastává jarní homotermie. S rostoucí nadmořskou výškou se nástup jarní homotermie posouvá do letních měsíců, stejně jako je tomu při rozmrzání jezerního ledu. Zatímco na jezerech v pásmu lesa, kde roztaje led na začátku května, probíhá již homotermie, jezera ve výšce nad 1500 m n. m. jsou stále pokrytá ledem. Období jarní homotermie je zpravidla krátké díky rychlému nárůstu teploty vzduchu

v jarních měsících. Její časový průběh však není ovlivněn jen nadmořskou výškou a teplotou vzduchu, ale i objemem daného jezera. Jako příklad uveďme Štrbské pleso a Nové Štrbské pleso. Při stejném množství dodávané tepelné energie proběhne homotermie rychleji v méně objemném Novém Štrbském plesu (Pacl, Wit-Jóźwikowa, 1974). Na nejdéle zamrzlých jezerech (např.: Popradské Ľadové pleso) trvá přechod od zimního zvrstvení k letnímu asi jeden měsíc, od poloviny července do poloviny srpna.

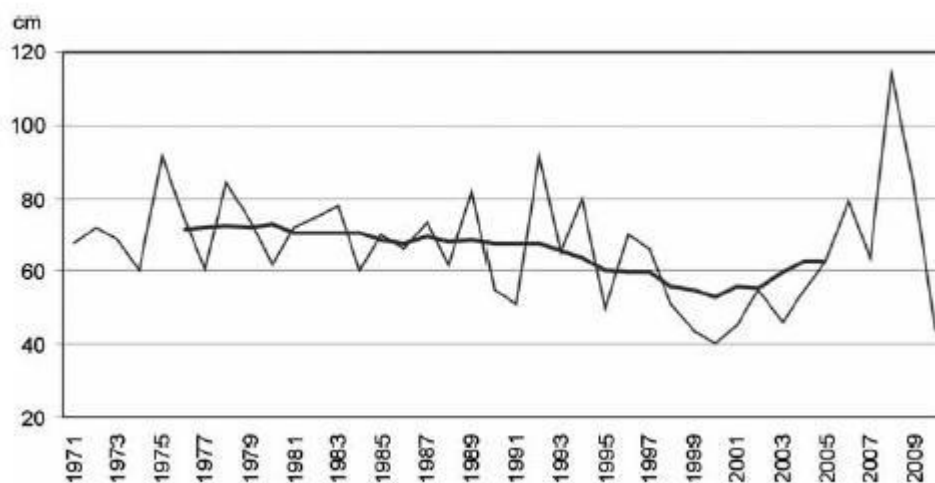
Léto – ohříváním povrchové vrstvy vody intenzivním slunečním zářením a poklesem chladné vody až na dno nastává letní stagnace. V tomto období nedochází k žádné výrazné vertikální výměně. K cirkulaci vody dochází jen v hloubce těsně pod hladinou, kterou způsobuje střídavé oteplování a ochlazování povrchové vrstvy v průběhu dne a noci. Toto promíchávání může být zesílené působením větru.

5.8.3 Současné změny ledové pokrývky

V souvislosti s klimatickými změnami nastávají změny i v ledovém režimu vysokohorských jezer. Měření na Morském Oku z období 1971 – 2010 ukázalo, že doba výskytu trvalé ledové pokrývky se postupem času zkracuje, ze 170 dní v letech 1971 – 1980 na 139 dní z období 2001 – 2010, tj. téměř o 10 dní za 10 let (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011), (Obr. 14). V průběhu každých 10 let jezero zamrzá o 4,1 dní později a rozmrzá o 4,5 dne dříve (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011). Nemění se však jen období trvalého zamrznutí ale objevuje se i klesající tendence v maximální tloušťce ledu (Obr. 15). Nejslabší ledová vrstva byla zaznamenána během dekády 1991 – 2000. Během posledních deseti let zkoumaného období byla ledová pokrývky v průměru o 7 cm slabší než na počátku sledování (Tab. 14). Tento trend se pravděpodobně vyskytuje na všech tatranských jezerech, jelikož výsledky korespondují i s jinými výzkumy jezer severní polokoule (Tab. 15.), které uvádí Pociak-Karteczka, Choiński (2011).



Obr. 14: Morskie Oko – výskyt trvalé ledové pokrývky, období 1971 – 2010, (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011); pozn.: tučně – 11letý klouzavý průměr



Obr. 15: Morskie Oko – maximální tloušťka ledu, období 1971 – 2010, (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011); pozn.: tučně – 11letý klouzavý průměr

Tab. 14: Morskie Oko – charakteristika ledové pokrývky a ledových jevů, období 1971 – 2010, (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011)

Období	Výskyt ledových jevů [dny]	Výskyt trvalé ledové pokrývky [dny]	Maximální tloušťka ledu [cm]
1971 - 1980	193	170	72
1981 - 1990	177	157	69
1991 - 2000	166	156	61
2001 - 2010	166	139	65
1971 - 2010	175	155	67

Tab. 15: Trendy v trvalé ledové pokrývce – severní polokoule, (Pociak-Karteczka, Choiński, 2011)

Oblast	Sledované období	Trend
Laurentinská jezera (Kanada)	1975 - 2004	výskyt trvalé ledové pokrývky klesá o 5,3 d.10 let ⁻¹ , zamrzání o 3,3 d.10 let ⁻¹ později, rozmrzání o 2,1 d.10 let ⁻¹ dříve
Jižní Wisconsin (USA)	1968 - 1988	rozmrzání o 8,2 d.10 let ⁻¹ dříve
Severní Wisconsin (USA)	1968 - 1988	rozmrzání o 4,5 d.10 let ⁻¹ dříve
Michiganské jezero (USA)	1851 - 1995	zamrzání o 1,14 d.10 let ⁻¹ později, rozmrzání o 1,18 d.10 let ⁻¹ dříve
Mendota (USA)	1855 - 1995	zamrzání o 0,6 d.10 let ⁻¹ později, rozmrzání o 0,75 d.10 let ⁻¹ dříve
Bajkal (Rusko)	1869 - 1994	zamrzání o 1,1 d.10 let ⁻¹ později, rozmrzání o 0,5 d.10 let ⁻¹ dříve
Lake St Moritz (Švýcarsko)	1832 - 1995	rozmrzání o 0,76 d.10 let ⁻¹ dříve
jižní Finsko	1932 - 1971	v období 1962 - 1971 rozmrzání o 13,6 d.10 let ⁻¹ dříve než v letech 1932 - 1941
Ladožské jezero (Rusko)	1943 - 2005	výskyt trvalé ledové pokrývky klesá o 0,6 d.10 let ⁻¹
severní Polsko		výskyt trvalé ledové pokrývky klesá o 4 až 9 d.10 let ⁻¹
Morskie Oko (Vysoké Tatry)	1971 - 2010	výskyt trvalé ledové pokrývky klesá o 10 d.10 let ⁻¹
severní polokoule	1846 - 1995	zamrzání o 0,58 d.10 let ⁻¹ později, rozmrzání o 0,65 d.10 let ⁻¹ dříve

6. Hydrologický režim jezer

6.1 Vodní bilance

Komplexní obraz o koloběhu vody v daném prostředí podává metoda vodní bilance. Ta vyjadřuje změny objemu, které vznikají rozdílem mezi přítokem a odtokem vody za časovou jednotku, obvykle za rok. Hydrologický charakter jezer závisí na způsobu a intenzitě této výměny. Vodní bilanci za dobu t nejlépe vystihuje tato rovnice:

$$H + K + S + S_0 + S_z - E - O - O_z - ETR = \pm V$$

Přítok vody:

H – srážky spadlé na hladinu jezera,

K – kondenzace vodních par nad hladinou,

S – říční přítok,

S₀ – voda přitékající z povrchu okolí jezera,

S_z – vtok podzemní vody břehovým pásmem nebo dnem jezera

Odtok vody:

E – výpar z volné hladiny jezera,

O – povrchový odtok z jezera,

O_z – podzemní odtok z jezera,

ETR – transpirace rostlinami pobřežního pásma

Změna objemu V:

$$\pm V = \Delta H \cdot (P_1 - P_2) / 2$$

- P_1 a P_2 plocha jezera za rozdílné úrovně hladiny, ΔH rozdíl úrovně hladiny (Dub, 1963).

Některé členy rovnice mají pro vodní bilanci rozhodující význam, jiné jsou méně podstatné a můžeme je zanedbat.

6.2 Kolísání jezerní hladiny

Změny v objemu vody v jezeře jsou způsobené změnami v bilanční rovnici (především přítokem a odtokem), případně klimatickými činiteli. Jejich více méně pravidelný roční chod se odráží i na změnách objemu a tedy i na kolísání jezerní hladiny. Význam těchto činitelů se mění podle charakteru jezera. Čím více některý člen bilanční rovnice převažuje nad druhými, tím větší jsou změny v objemu i výšce hladiny jezera. Nejvyšší vodní stavy korelují s obdobím největšího množství přitékající vody a naopak, proto je hydrologický režim ovlivněn klimatickými poměry v povodí jezera. U hlubokých a objemných jezer nekolísá hladina v průběhu roku tak výrazně jako u bezodtokých jezer. U průtočných jezer jsou změny výšky hladiny závislé na změnách přítoku. Období výskytu extrémních stavů je tedy závislé na genetickém typu jezera a klimatických podmínkách v jeho povodí. Díky retenční schopnosti jezerní pánve jsou tyto změny značně plynulejší než u řek (Dub, 1953).

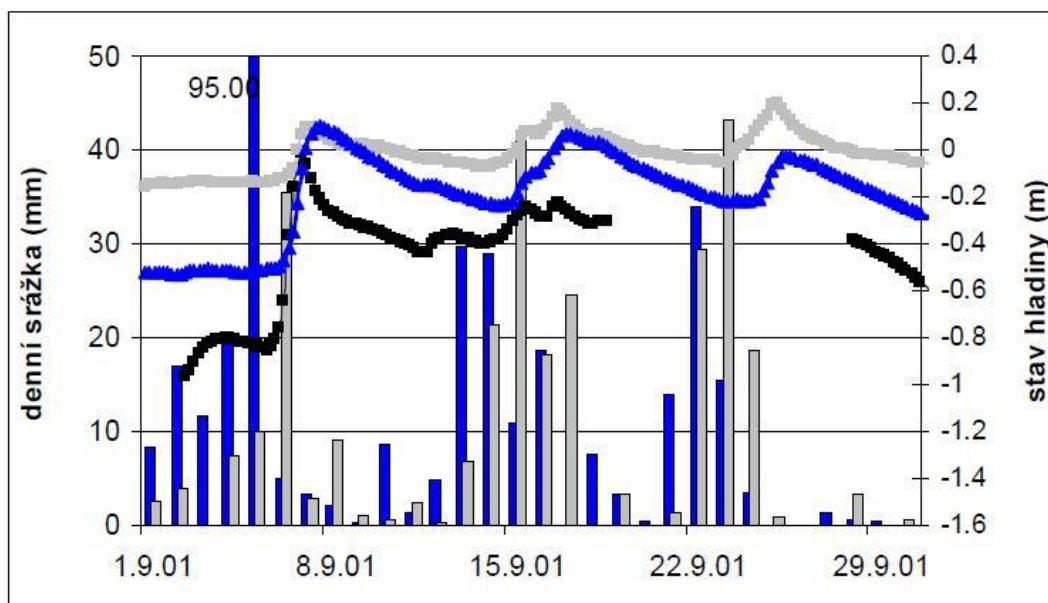
6.3 Vysokohorská jezera

6.3.1 Vysoké Tatry

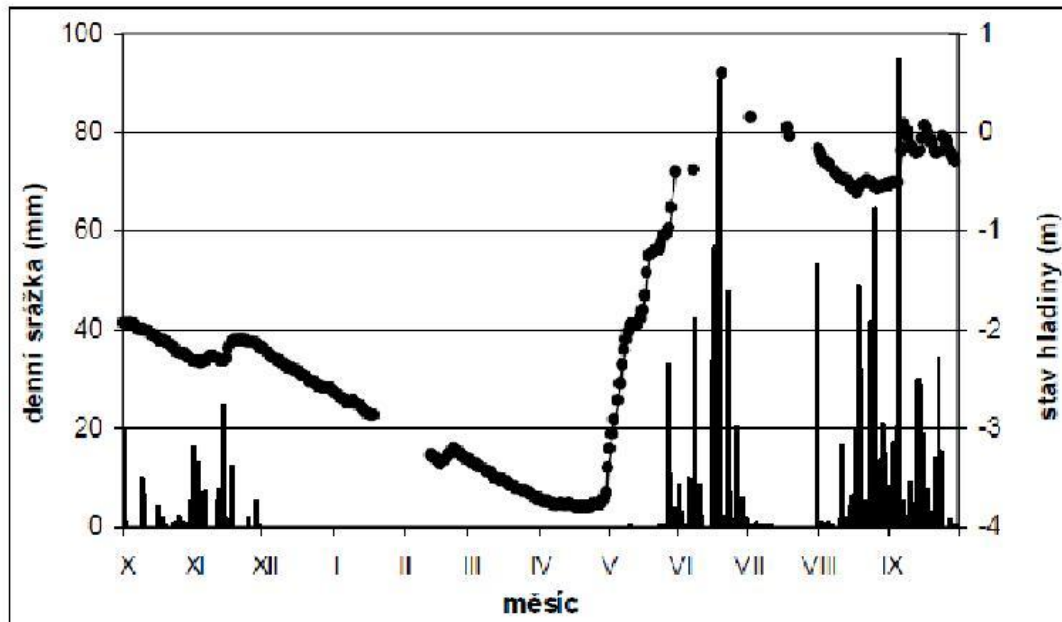
Díky vysokému množství srážek a nízkému klimatickému výparu disponují tatranská jezera dostatkem vody po celý rok. Většina jezer má povrchový odtok, který odvádí přebytečnou vodu pryč z jezerní pánve, proto jsou průměrné roční výkyvy jezerních hladin poměrně malé. Pacl (1973) uvádí průměrné roční kolísání hladin vysoko-tatranských jezer v rozmezí 0,5 m, v extrémních případech nepřesáhne 1 m. Stejně hodnoty uvádí i Porubský (1991), pro karová jezera s povrchovým odtokem 0,5 m, pro morénová jezera bez povrchového odtoku přibližně 1 m. Nejvýrazněji kolísají hladiny malých, bezodtokých jezer (např. Okružle pleso). Nejnížší úroveň hladiny mají jezera v období minimálních úhrnů srážek, tedy od prosince do dubna, nejvyšší naopak v čase vysokých

srážkových úhrnů, tj. v červnu a červenci (Pacl, 1973). Rozhodujícím prvkem vodní bilance jsou tedy v tomto případě srážky.

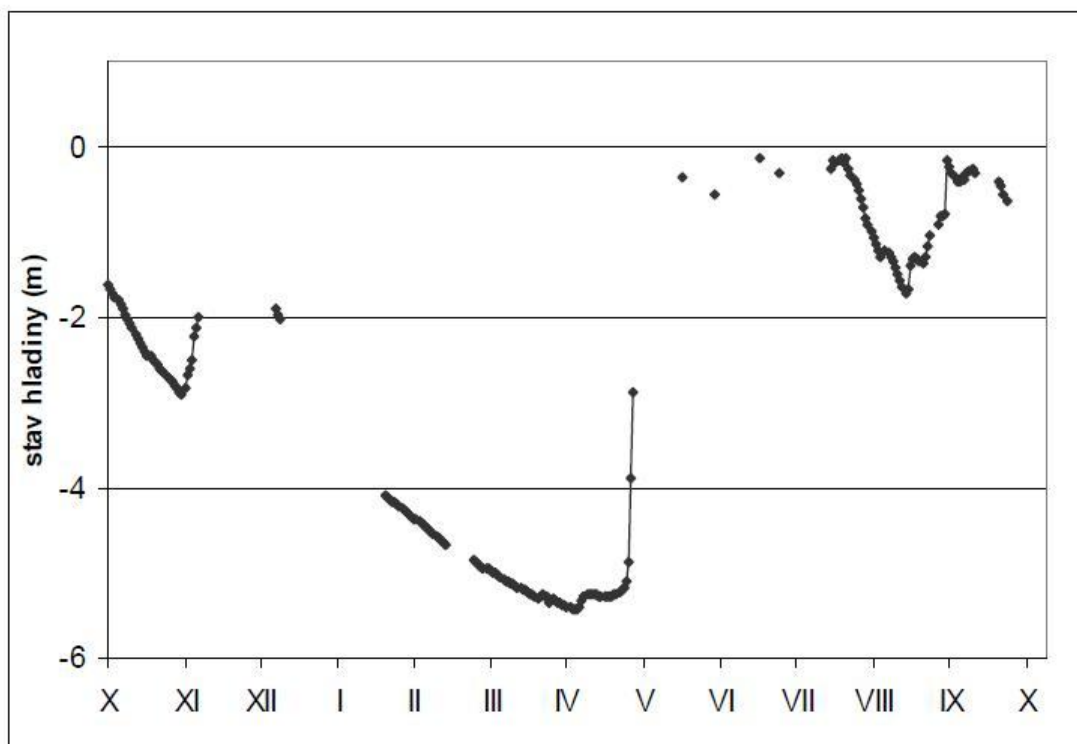
V období říjen 2000 až září 2001 proběhla, za účelem stanovení hydrologické bilance, měření na čtyřech vysoko-tatranských jezerech. Jednalo se o Ľadové pleso (LP), Starolesnianske pleso (SP), Nižné Terianske (NTP) a o Długi Staw Gąsienicowy (DSG), všechna jezera se nacházejí nad horní hranicí lesa. Stav hladiny všech jezer korespondoval se srážkovými úhrny (Obr. 16, 17). Na všech jezerech (kromě NTP) byl od října či listopadu pozorován konstantní pokles hladiny. Byl-li tento klesající trend někdy narušen, vždy to souviselo s vyšší srážkovou činností. Minimálního stavu hladiny dosáhlo LP, SP i DSG v polovině dubna (Obr. 17, 18). Vzhledem k šestiměsíčnímu výpadku kontinuálního měření výšky hladiny na NTP (prosinec 2000 až červen 2001), byl nejnižší stav zaznamenán již na začátku října. Dá se ale předpokládat, že i u NTP byla nejnižší úroveň hladiny v době nejnižších úhrnů srážek, čili asi od února do dubna. Hladiny všech jezer kulminovaly v období maximálních srážkových úhrnů (červen, červenec). Hladina LP, jehož povodí je tvořeno ze 45 % sutí (Turek, 2002), po vydatných červnových srážkách kulminovala o 6 – 8 dní později (Ljunggren, 2002). Největší podíl na ploše povodí NTP má souvislý skalní povrch, proto se většina vysokých stavů objevila velmi rychle po intenzivních srážkách, netrvala více než několik hodin a po 5 – 7 dnech se hladina vrátila do původního stavu (Turek, 2002). Hladiny těchto čtyř jezer během roku 2000/01 kolísaly v různém rozsahu. Od více než 5 m u DSG po 0,6 m u NTP (Turek, 2002), kde ale nebyla měřena výška hladiny v době nejnižších úhrnů srážek.



Obr. 16: Porovnání reakce stavu hladiny na srážkovou událost; pozn.: modrá – Ładové pleso, šedá – Niżné Terianske pleso, černá – Długi Staw Gąsienicowy; (Turek 2002)



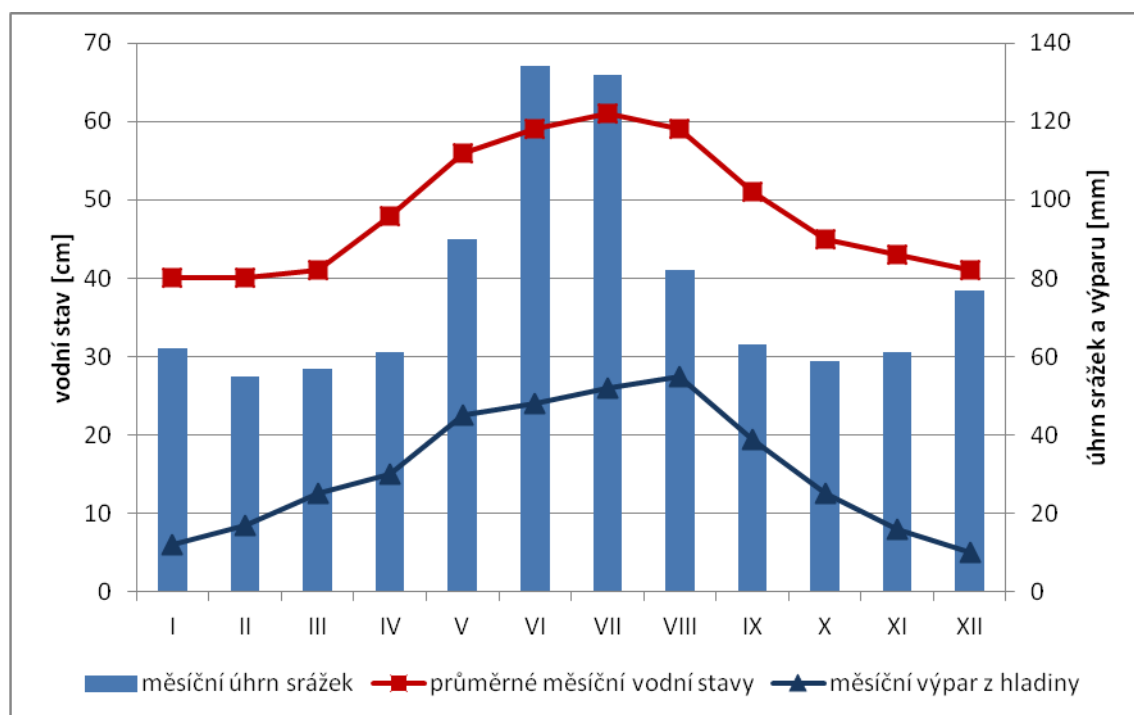
Obr. 17: Ładové pleso – stav hladiny a denní úhrny srážek v jeho povodí, období říjen 2000 – září 2001; (Turek, 2002)



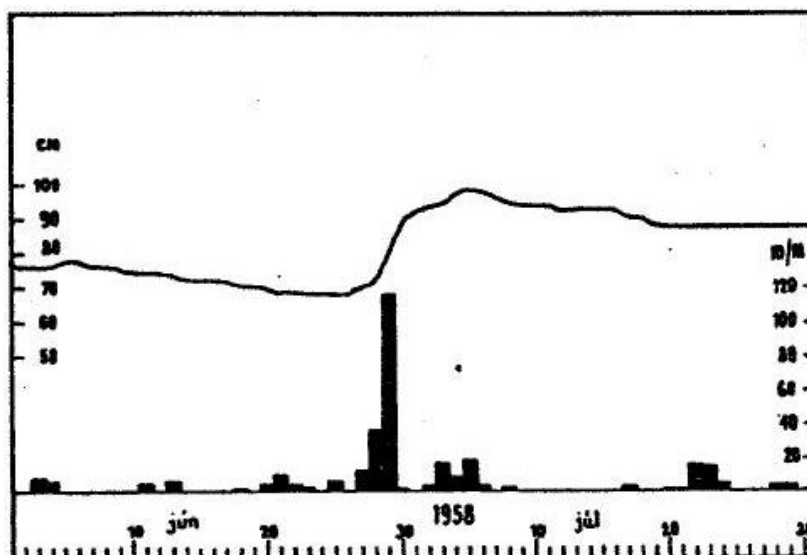
Obr. 18: Długi Staw Gąsienicowy – kolísání hladiny v období říjen 2000 – září 2001, (Turek, 2002)

Stejně jako u jezer ležících nad horní hranicí lesa, je i hydrologický režim níže položených jezer podmíněn ročním chodem srážek. Jako příklad uveďme Štrbské pleso. Minimální stav hladiny se vyskytuje od prosince do února, maximum v dlouhodobém průměru připadá na červenec. Z porovnání průměrného ročního chodu srážek, výparu a vodních stavů je patrná závislost výšky hladiny na množství spadlých srážek, dále kulminace hladiny o měsíc později než je maximum srážkových úhrnů a maximální výpar v období, kdy srážková činnost postupně klesá, což se projevuje i poklesem hladiny (Obr. 19). Z měření provedených v letech 1952 – 1961 vyplývá, že hladina stoupne od zimního minima po letní maximum o 210 mm, za toto období přijme jezero 429 mm srážek (Pacl, 1963). To znamená, že na zvýšení hladiny se podílí jen polovina ze spadlých srážek, druhá polovina připadne na ztráty, tj. průsak a odčerpání vody lesním porostem. V druhé části roku spadne na jezero dalších 130 mm srážek. Hladina však nejen že nestoupne o tuto hodnotu, ale naopak klesne o 180 mm (Pacl, 1963). Tím pádem připadá na průsak a transpiraci dalších 310 mm vody. Tyto hodnoty dokazují velmi vysokou propustnost morénového materiálu, který tvoří hráz i dno

jezera. S ohledem na osobitou genezi Štrbského plesa (viz kapitola 2. Genetické typy jezer), můžeme předpokládat výrazný podíl podzemního odtoku na hydrologickém režimu jezer hrazených morénou. Výška hladiny Štrbského plesa výrazně reaguje i na náhlé srážkové události. Po vydatných deštích hladina stoupne přibližně o napršené množství vody (Pacl, 1963). V následujících dnech se začíná zjevně projevovat podzemní přítok z povodí, které je do velké míry tvořeno morénovým, vysoce propustným materiálem. Vysoká retence povodí je důvodem opožděné kulminace hladiny oproti maximálním srážkovým úhrnům (Obr. 20). Z dlouhodobého měření vyplývá roční výkyv hladiny Štrbského plesa v rozmezí 21 cm (Pacl, 1963). To dokládá tvrzení, že hladina hlubokých a objemných jezer kolísá v průběhu roku podstatně méně než hladina mělkých bezodtokých jezer nebo malých jezer s občasným odtokem.



Obr. 19: Štrbské pleso – roční chod srážek, výparu a vodních stavů, dle dat Pacl (1963)

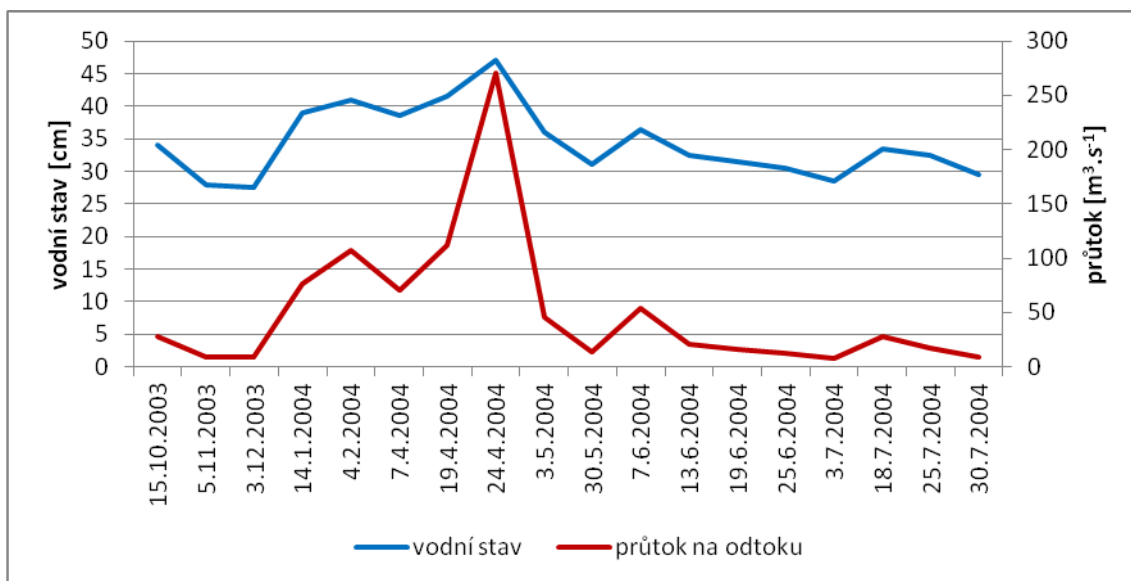


Obr. 20: Štrbské pleso – vzestup hladiny po vydatných deštích, (Pacl, 1963)

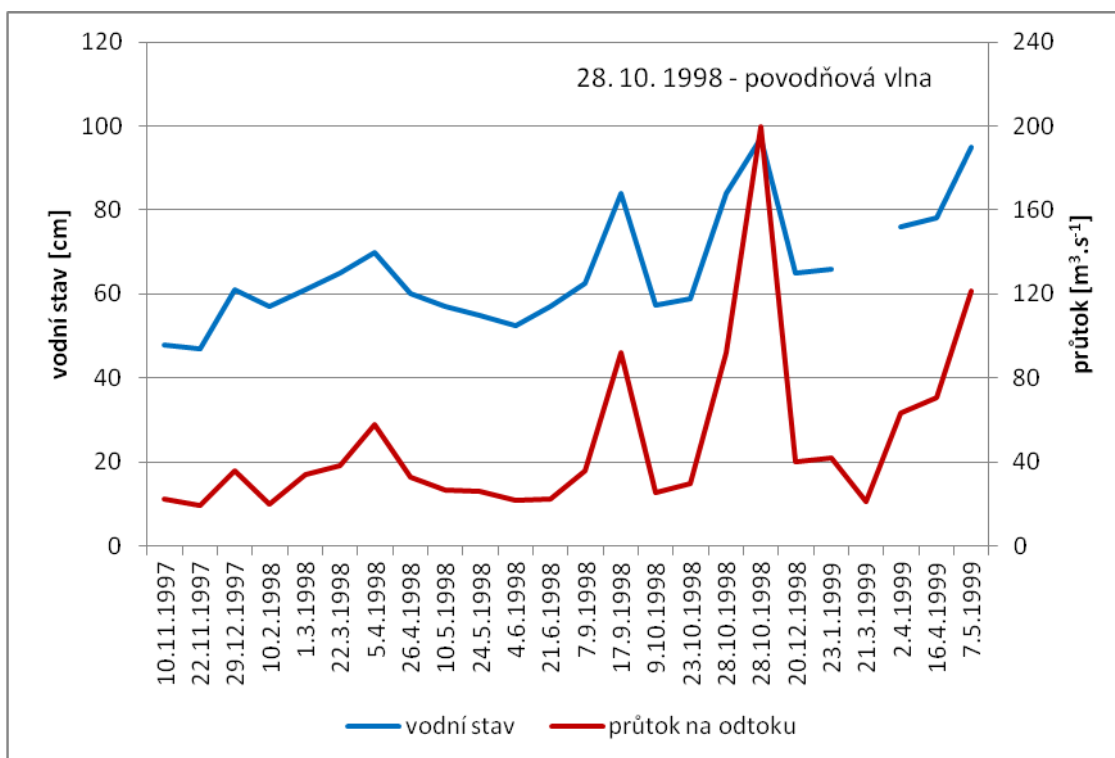
6.3.2 Šumava

Na české straně Šumavy se nachází celkem pět ledovcových jezer. Všechna jsou částečně ledovcem hloubená a částečně hrazená morénovým valem (Janský, Šobr a kol., 2003). Oproti tatranským jezerům jsou ta šumavská průtočná. Díky tomu není jejich hydrologický režim tolik závislý na srážkách spadlých přímo na hladinu, ale u většiny z nich především na množství protékající vody skrz jezerní pánev. Maximální výšky hladiny tedy jezera dosahují na jaře v období nejintenzivnějšího tání sněhu a po vydatných deštích. V dlouhodobém průměru je nejvodnějším měsícem pro většinu jezer duben. Naopak minimální stavy jsou zaznamenávány vždy na konci zimního období a během letních měsíců, od července do září. U jezera Laka, u Čertova jezera i u Prášilského jezera byla prokázána závislost průtokového množství vody Jezerního potoka na stavu jezerního vodočtu (Šobr, 1999; Kocum, 2004; Zbořil, Janský, 2003), (Obr. 21, 22). U Plešného jezera se závislost neprokázala. Vzhledem k porušení hráze dochází pravděpodobně k průsaku vody i mimo regulovaný odtok. Prameny vyvěrající pod zakončením pasivní morény tuto skutečnost potvrzují (Vránek, 1999). Vzestup hladiny Plešného jezera tedy závisí především na atmosférických srážkách a na tajícím sněhu, občasné přítoky na průměrný roční stav hladiny nemají příliš velký vliv (Vránek, 1999). K výraznějším výkyvům hladiny Plešného jezera dochází

i působením silného větru, a to až o 15 cm (Vránek, 1999). Rozkolísanost hladiny Plešného jezera, jezera Laka a Čertova jezera v průběhu jednotlivých měření uvádí Tab. 16. Větší rozkolísanost u jezera Laka zapříčinil průběh povodňové vlny v průběhu měření 1997/99.



Obr. 21: Čertovo jezero – závislost výšky hladiny jezera na průtokovém množství vody, dle dat Kocum (2004)



Obr. 22: Laka – závislost výšky hladiny jezera na průtokovém množství vody, dle dat Šobr (1999)

Tab. 16: Rozkolísanost hladin vybraných šumavských jezer v jednotlivých sledovaných obdobích, dle dat Vránek (1999)¹, Šobr (1999)², Kocum (2004)³; sledované období: 1 – 11. 11. 1997 – 17. 7. 1999, 2 – 10. 11. 1997 – 7. 5. 1999, 3 – 1. 8. 2003 – 31. 7. 2004

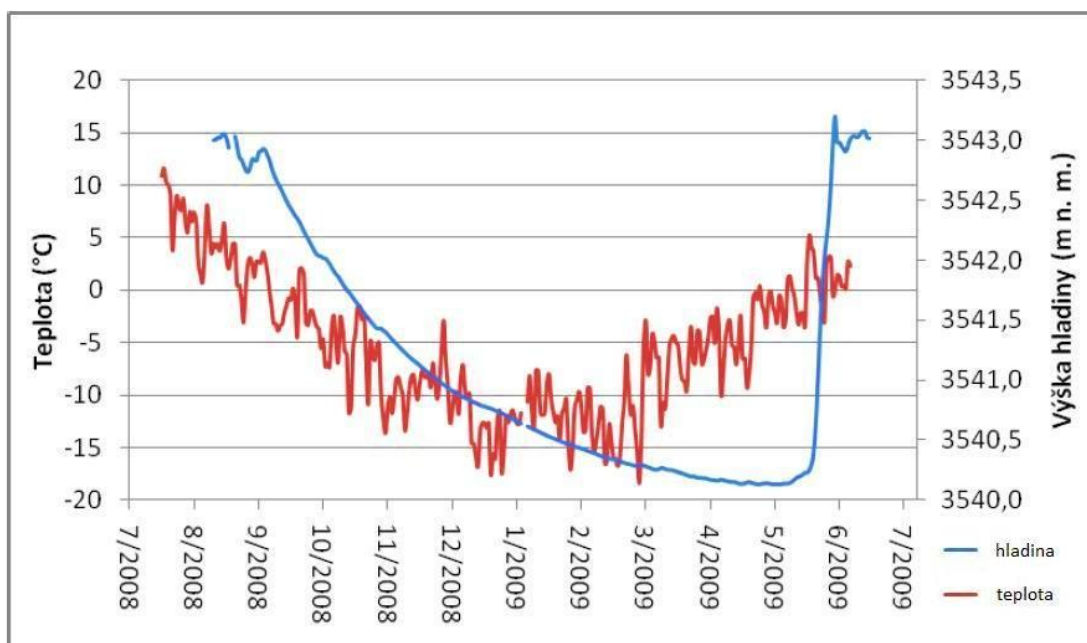
Plešné jezero ¹		Laka ²		Čertovo jezero ³	
H _{min}	H _{max}	H _{min}	H _{max}	H _{min}	H _{max}
42	77	47	97	18	53
rozkolísanost [cm]					
35		50		35	

6.3.3 Ťan Šan

Glaciální jezera středoasijského pohoří Ťan Šan se díky existenci ledovců, vyznačují ledovcovým hydrologickým režimem. Význam jednotlivých složek hydrologické bilance bude tedy jiný než u jezer ve střední Evropě. U jezer s ledovcovým hydrologickým režimem je povrchový přítok zdaleka nejvýznamnějším činitelem ovlivňující vodní stav jezera, zatímco přímé srážky a výpar jsou téměř zanedbatelné (Hood, Hayashi, Roy, 2007). Typickým znakem pro tato jezera jsou minimální výšky hladin v zimním období, prudký nárůst na začátku ablační sezóny a maximální stavy v létě, od července do září. Hlavním zdrojem vody v letním období je tavná voda z ledovce. V zimě jsou jezera napájena bazálním odtokem.

Příkladem jezera s ledovcovým hydrologickým režimem je jezero Adygine ležící na severní straně Kyrgyzského hřbetu pohoří Ťan Šan. Jezero vykazuje všechny typické znaky ledovcového hydrologického režimu – několikanásobné zvětšení objemu na počátku ablační sezóny, vyvinutý denní rytmus v letním období, pomalý pokles hladiny v chladné části roku, vývoj amplitudy rozkolísanosti hladiny (Beitlerová, 2010). Kolísání hladiny je vysoce závislé na teplotě vzduchu (Obr. 23), hladina začne klesat v den, kdy teploty klesnou pod bod mrazu. Průtoky v období plnění jezerní pánve (květen – červen) ukazují rapidní nárůst (Beitlerová, 2010). K poklesu hladiny dochází od konce září. Voda odtéká podzemními kanály v moréně, ty se však mohou ucpat a tlakem může dojít k protržení hráze (Černý, Janský, Šobr et al., 2006). Průběh výšky hladiny v průběhu roku zobrazuje Obr. 23.

Rozdíl mezi nejnižším a nejvyšším naměřeným stavem hladiny byl v letech 2007/08 a 2008/09 asi 3 m (Beitlerová, 2010).



Obr. 23: Adygine – kolísání hladiny a teploty vzduchu během roku, (Beitlerová, 2010)

7. Hydrologický režim sledovaných lokalit

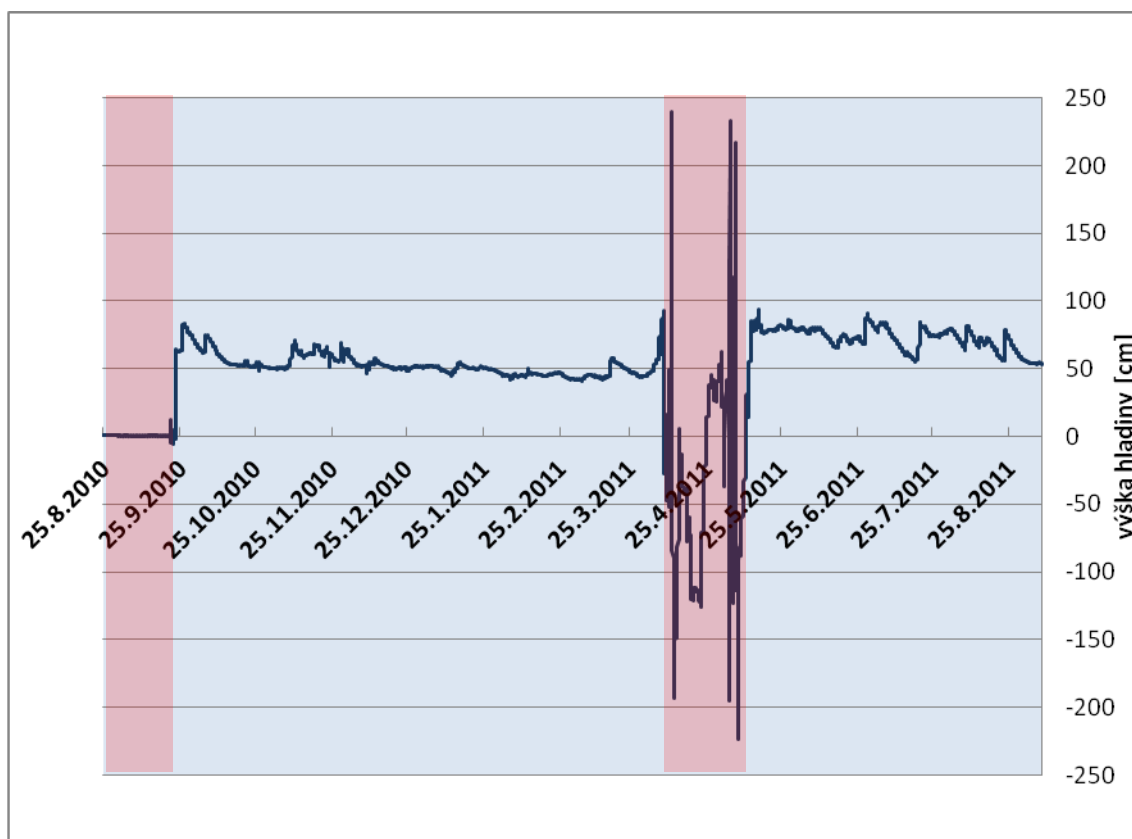
7.1 Hincové Oká

V závěru Mengusovské doliny se nachází karový amfiteátr Hincových ples, tvořený dvěma ledovcovými koryty. Dno amfiteátru se rozkládá ve výškách od 1800 m n. m. do 2170 m n. m. (Lukniš, 1973). Koryto Velkého Hincova plesa, největšího jezera na slovenské straně Tater, je rozlehlejší a leží asi o 20 m výše než koryto Malého Hincova plesa. Koryta od sebe odděluje výrazný skalní hřbet (oblík), který se táhne od západního břehu Velkého Hincova plesa směrem k jihovýchodu. Pánev Velkého Hincova plesa hradí na JJV nízká skalní příčka, kterou slabě překrývá moréna. V tomto místě z jezera vytéká Hincův potok, na kterém leží tři malá jezírka zvaná Hincové Oká (Obr. 24). Nachází se na dně ledovcového koryta Velkého Hincova plesa mezi bočními morénami. Nedosahují velkých rozměrů. Největší z nich, ležící v nadmořské výšce 1935 m, je asi 80 m dlouhé a 50 m široké. V blízkém okolí jezer až k okraji karového stupně se vyskytují dlážděné půdy (Lukniš, 1973). Jezera jsou napájena Hincovým potokem, který po soutoku s Krupou tvoří řeku Poprad. Dalším významným zdrojem vody je voda přitékající z kamenitého povodí.

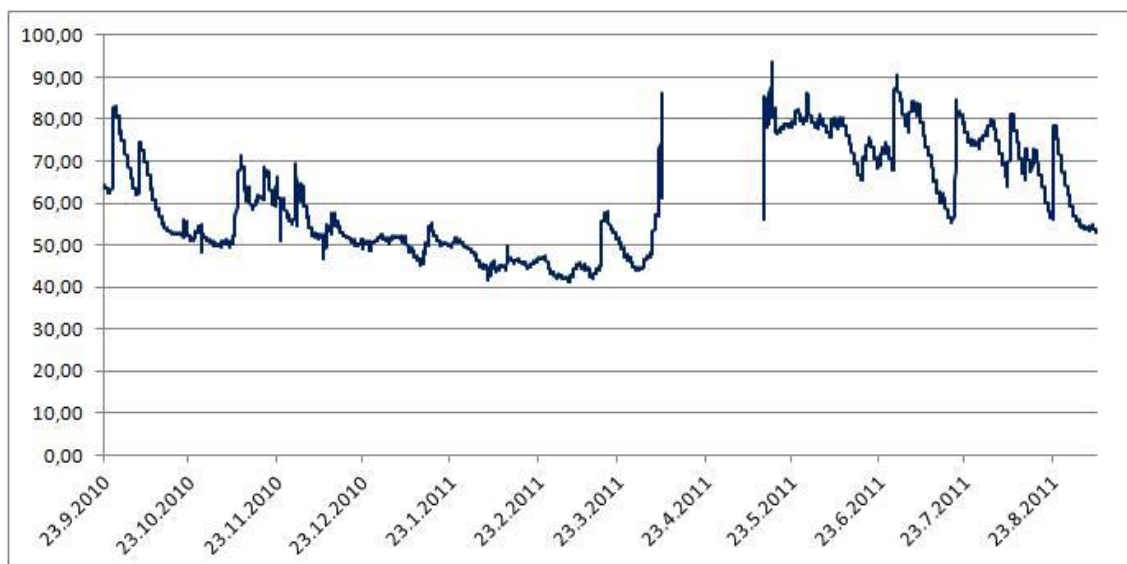


Obr. 24: Hincové Oká (Foto: Miroslav Šobr)

V řadě dat získaných měření výšky hladiny v období 25. 8. 2010 – 7. 9. 2011 došlo bohužel k chybě (viz kapitola 1. Úvod). Na Obr. 25 jsou vyznačené dva chybně měřené úseky. Po odečtení těchto dvou období, dostáváme typický charakter kolísání hladiny vysoko-tatranských jezer (Obr. 26). Od konce podzimu, kdy se postupně snižují srážkové úhrny a teplota klesá pod bod mrazu, čímž se zastaví přítok vody z povodí, hladina postupně klesá až ke svému minimu 41,24 cm, kterého dosáhla na začátku března. Postupným oteplováním na začátku jara, s ním spojeným jarním táním sněhu a přibýváním srážkové činnosti hladina jezera opět stoupá. Nejvyšší úroveň 93,73 cm hladina dosáhla v polovině května. Rychlý vzestup hladiny v jarních měsících souvisí s táním obrovských zásob sněhu v povodí. V této části roku hladina kolísá i během dne. Přes den, kdy teplota vzduchu vystoupí nad nulu, přitéká do jezerní pánve velké množství vody z tající sněhové pokrývky, zatímco v nočních hodinách, kdy teplota klesne pod bod mrazu, je přítok vody z povodí zastaven. Celková rozkolísanost hladiny ve sledovaném období byla asi 52 cm.



Obr. 25: Hincové Oká – kolísání hladiny, období 25. 8. 2010 – 7. 9. 2011; pozn.: červeně vyznačeny úseky chybného měření



Obr. 26: Hincové Oká – kolísání hladiny po odstranění chybných hodnot, období 23. 9. 2010 – 7. 9. 2011

7.2 Skalnaté pleso

Skalnaté pleso (Obr. 27) se nachází pod jižními srázy Lomnického štítu v nejnižší části Skalnaté doliny. Hladina jezera, při maximálním vodním stavu, leží v nadmořské výšce 1751 m, objem vody je v tomto období 15 874 m³. Jezero se rozkládá na ploše asi 1,24 ha, maximální hloubka činí 4,5 m (Pacl, 2005).

Jezero se nachází v terminální pánvi ledovce výrazné pozdní glaciální oscilace, kdy sněžná čára byla ve výšce asi 1900 m n. m. (Lukniš, 1973). Čelní moréna hradící Skalnaté pleso je ve výšce 1751 m n. m. Její spodní okraj končí pod stanicí lanovky v nadmořské výšce 1670 m. Odtékající voda vymývá z morény drobné písčité a prachové frakce, čímž patrně došlo ke zvýšení propustnosti morénového valu. Velký vliv na tento stav však měl i lidský faktor. Při budování nedaleko ležící stanice lanovky došlo k porušení hráze. Tyto důvody jsou příčinou každoročního vysychání jezera. Pro zlepšení těsnosti hráze proběhly na jezeře upevňovací práce, do této doby však neúspěšné. Díky dlouhému období bez vody dno pánve v zimě hluboko promrzá. Každý rok se zde objevují mrazem vytříbené sutinové věnce s jemnějším materiálem uprostřed (Lukniš, 1973). Pod morénovým valem v nadmořské výšce 1530 m pramení Skalnatý potok (Lukniš, 1973). V blízkosti jezera se nachází observatoř Astronomického ústavu SAV.

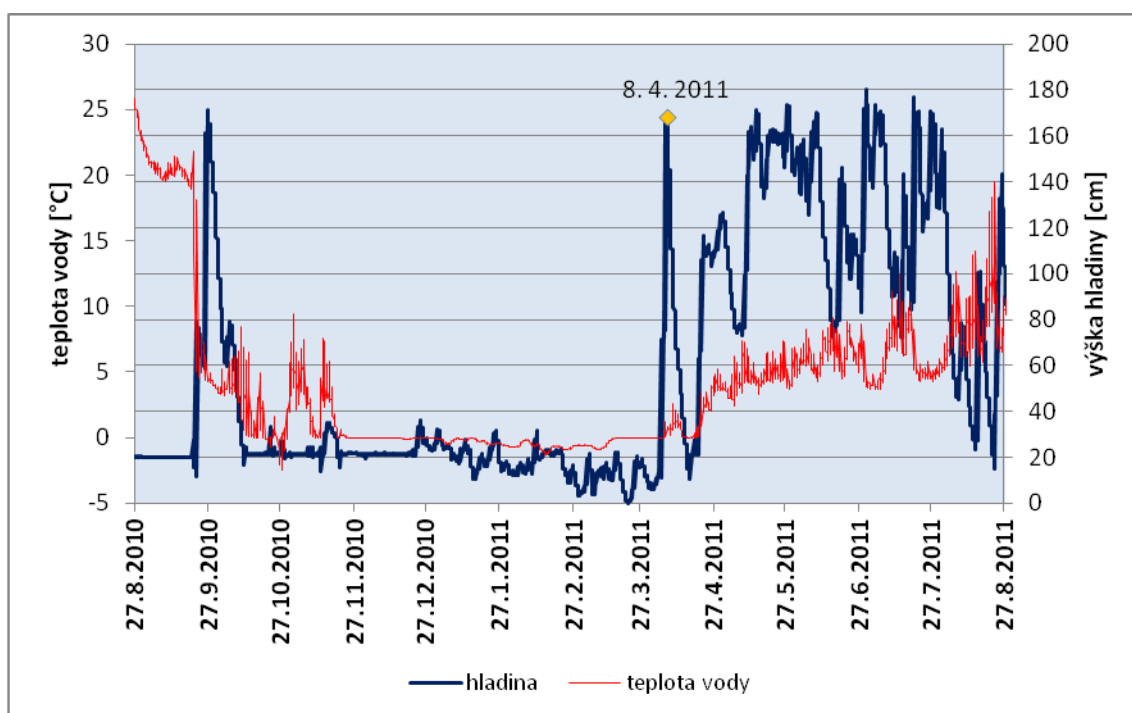


Obr. 27: Skalnaté pleso (Foto: Miroslav Šobr)

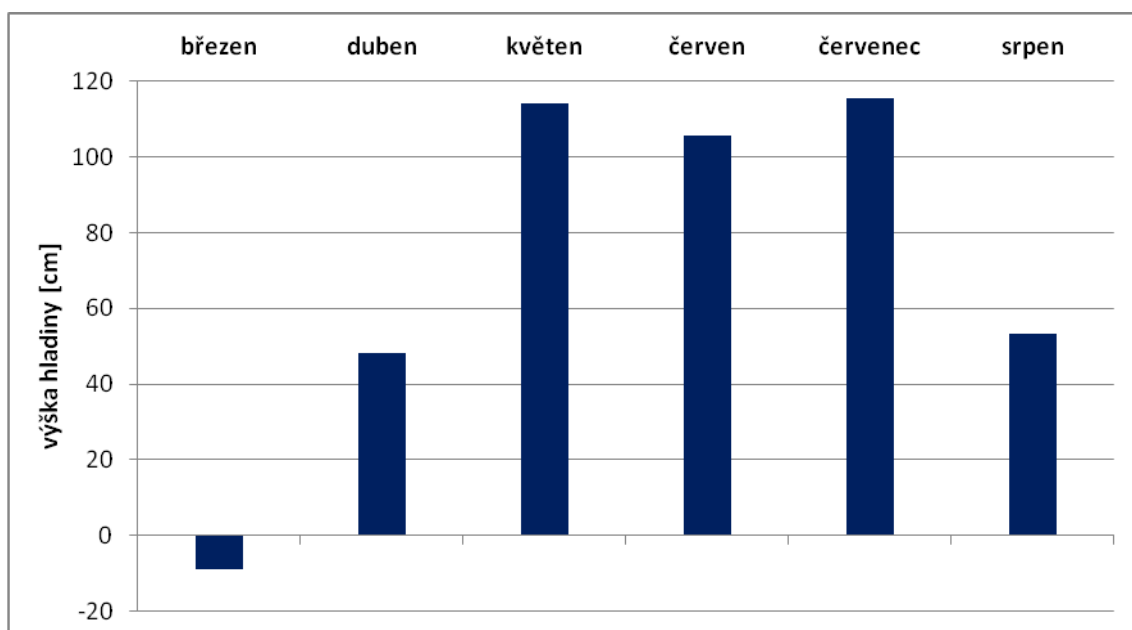
Jedná se jezero s podzemním odtokem. Povrchový odtok se zde objevuje pouze za nejvyššího vodního stavu, kdy voda přetéká přes hráz jezera. Na jaře v období intenzivního tání sněhu má jezero vyvinutý povrchový přítok, po zbytek roku však voda do jezerní pánve přitéká podzemními cestami. Hlavním zdrojem vody jsou přímé srážky a voda přitékající z povodí skrz suťová pole.

Z měření, která zde proběhla v době 27. 8. 2010 – 8. 9. 2011 je dobře viditelné období (říjen 2010 – březen 2011), kdy se v jezerní pánvi vyskytuje minimum vody (Obr. 28). Pro toto období je obecně charakteristický nízký úhrn srážek a nízké teploty vzduchu, které do velké míry omezují nebo dokonce zastavují přítok vody z povodí. Jak už bylo řečeno, hráz jezera je velmi propustná. Zásoby vody ze srážkově bohatších měsíců tedy do tohoto období nedokáže akumulovat. Den, kdy byl naměřen vodní stav 0 cm, byl zaznamenán v druhé polovině března. Od jarních měsíců, kdy se zvyšuje teplota vzduchu, nastává doba největšího tání sněhu a zvyšuje se i množství spadlých srážek, se začíná jezero velmi rychle plnit. Tento rychlý vzestup hladiny v průběhu dubna je velmi dobře patrný z Obr. 29. Prudký nárůst a vzápětí pokles hladiny kolem 8. 4. 2011 souvisí s výrazným krátkodobým oteplením a tedy se zvýšeným přítokem vody z tající sněhové pokrývky. Hladina dosáhla maximálního stavu poslední červnový den,

a to 180,51 cm. Z pohledu jednotlivých měsíců byla nejvyšší úroveň hladiny v průběhu července (Obr. 29). Za tímto měsíčním maximem stojí vysoký úhrn atmosférických srážek, typický pro tento měsíc v celé oblasti Tater. Vysoký stav hladiny v průběhu května je způsoben nejvyšší intenzitou jarního tání. Rozkolísanost hladiny ve sledovaném období je tedy 180,51 cm. V jarních a letních měsících jsou patrné poměrně velké výkyvy hladiny v krátkém časovém úseku (Obr. 28). Přestože nemám k dispozici údaje o srážkových úhrnech v tomto období, vysvětluji si tento stav jako reakci hladiny na extrémní srážkové události. Vysoce propustná hráz nedokáže déle akumulovat vyšší stav vody, a proto hladina ve dnech bez srážek rychle klesne ke svému původnímu stavu.



Obr. 28: Skalnaté pleso – kolísání hladiny, období 27. 8. 2010 – 8. 9. 2011



Obr. 29: Skalné pleso – průměrná výška hladiny ve vybraných měsících roku 2011

8. Diskuze

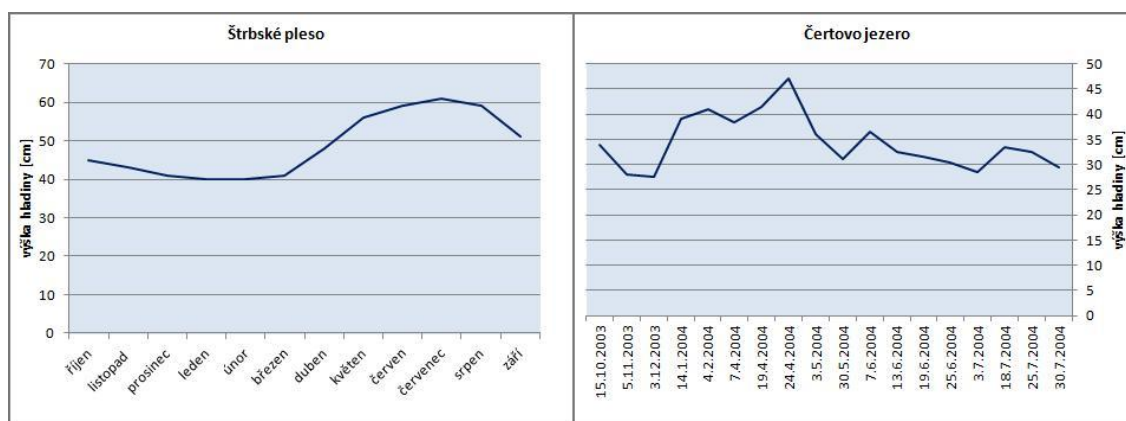
Pacl (1973) i Porubský (1991) uvádějí roční výkyv hladiny karových jezer v rozsahu asi 50 cm, u jezer hrazených morénou pak přibližně 100 cm. Většina vysoko-tatranských jezer je odtoková. Jsou živena srážkami spadlými přímo na hladinu jezera a vodou přitékající z povodí. Karová jezera mají celoroční povrchový odtok, který odvádí přebytečnou vodu pryč z jezerní pánve a zabraňuje tak extrémnějším výkyvům výšky hladiny. Většina jezer hrazených morénou má podzemní odtok. Povrchový odtok se však může vyvinout v čase maximálního vodního stavu. Větší rozkolísanost morénových jezer je zapříčiněna propustným materiálem morénového valu, kterým neustále voda odtéká. Jezera s takto propustnou hrází nedokážou naakumulovat zásoby vody do srážkově chudších a chladných měsíců, kdy výška hladiny dosahuje nejnižších hodnot. U karových jezer, jejichž pánev je tvořena nepropustným skalním podložím, probíhá odtok jen přepadem přes skalní práh případně puklinami uvnitř jezerní pánve. Nejnižší vodní stavy jsou naměřeny také na konci zimy, tyto hodnoty však nejsou tak extrémní jako u morénových jezer díky schopnosti jezerní pánve akumulovat vodu na delší časový úsek.

Z výsledků různých měření, probíhajících na vybraných jezerech, vyplývá, že rozsah kolísání hladiny může být od několika centimetrů (Štrbské pleso) až po několik metrů (Długi Staw Gąsienicowy). Na příkladu Štrbského plesa je dobře viditelné, že velmi důležitým faktorem ovlivňujícím kolísání hladiny je velikost a hloubka jezera. Přestože hráz i dno Štrbského plesa je tvořeno morénovým materiálem, hladina má roční výkyv pouze 0,21 m (Pacl, 1963). Zatímco podstatně plochou i hloubkou menší Długi Staw Gąsienicowy vykázal v roce 2000/01 rozkyv více než 5 m (Turek, 2002).

Dle Pacla (1973) výška hladiny všech jezer koresponduje se srážkovými úhrny. Nejnižší úrovně dosahují jezera v období nejnižších srážkových úhrnů, od prosince do dubna, naopak nejvyšší úrovně při maximálním úhrnu srážek v průběhu června a července. Minimální výška hladiny je na všech jezerech zaznamenána na konci zimního období, kdy jsou na minimálních hodnotách i srážky a teploty vzduchu, které znemožňují přítok vody z povodí. Rychlé oteplování v jarním období

má za následek rychlý přítok vody z tající sněhové pokrývky. Společně se zvyšujícími se srážkovými úhrny hladina rychle stoupá až ke svému maximu, kterého většina jezer dosahuje v průběhu června až července. S přicházejícím podzimem opět ubývá množství spadlých srážek a hladiny jezer postupně klesají. Poklesem nočních teplot vzduchu pod bod mrazu se postupně zpomaluje i přítok vody z povodí až do okamžiku, kdy i denní teploty nevystoupí nad nulu a přítok vody je zcela zastaven. Tento roční chod výšky hladiny potvrdila jak měření provedená Turkem (2002) na čtyřech tatranských jezerech, tak výsledky z měření ze Skalnatého plesa i Hincových Ok. Stejný charakter vykazuje i hladina Štrbského plesa.

Porovnáním tatranských jezer se šumavskými nalezneme výrazné rozdíly. Šumavská jezera jsou průtočná. Jejich hydrologický režim není tedy tolik závislý na přímých srážkách, ale spíše na průtokovém množství vody. Maximálního vodního stavu dosahují v době nejintenzivnějšího tání sněhové pokrývky. V dlouhodobém průměru je měsíc s nejvyšším vodním stavem duben. Tedy měsíc, ve kterém je ještě většina tatranských ples pod ledem a výška jejich hladiny je na nejnižší úrovni. Tím se tedy liší i období minimálního stavu hladiny. Ten má na Šumavě dvě výrazná období, a to na konci zimy, stejně jako v Tatrách i když v jiném měsíci, ale především během léta, od července do září. Tím pádem v době, kdy hladina tatranských jezer kulminuje, mají ta šumavská nejméně vody a naopak (Obr. 30). Za těmito rozdíly stojí odlišné klimatické podmínky. S nižší nadmořskou výškou Šumavy jsou všeobecně spojené vyšší teploty vzduchu po celý rok. S tím souvisí dřívější tání sněhu i větší výpar vody v letních měsících. Nejvíce srážek na Šumavě spadne, stejně jako v Tatrách, v červenci, ale již zmíněné vysoké letní teploty vzduchu zabrání vzestupu hladiny, naopak ještě dochází k jejímu poklesu. Vzhledem ke genetickému typu šumavských jezer (karová) se zde potvrdila, stejně jako u karových jezer v Tatrách, malá rozkolísanost hladiny během roku.



Obr. 30: Porovnání kolísání hladiny tatranských a šumavských jezer na příkladu Štrbského plesa a Čertova jezera, dle dat Pacl (1963), Kocum (2004)

Jiným typem vysokohorských jezer jsou ta s ledovcovým hydrologickým režimem. Tato jezera jsou napájena především vodou z tajícího ledovce. Nejvýznamnějším činitelem vodní bilance je tedy povrchový přítok. Zatímco přímé srážky, nejdůležitější faktor v Tatrách, jsou téměř zanedbatelné. Stejně jako v Tatrách záporné teploty vzduchu znemožňují přítok vody z povodí, tak i v ledovcových oblastech je v zimě přítok vody do jezera téměř zastaven. Společným rysem těchto jezer a vysoko-tatranských jezer je minimální objem vody v zimě a rychlý vzestup hladiny v jarní sezóně. Ten je v ledovcových oblastech způsobený nejprve táním sněhu, poté ho vystřídá tání ledovce, které se však projeví mnohem výrazněji. V těchto oblastech se srážky v pevném skupenství většinou vyskytují i v létě. Sníh vodu absorbuje a odtok tak může být opožděn. Tento sníh však poměrně rychle taje, a tak zpoždění odtoku není tak výrazné. V Tatrách je prudký vzestup hladiny v jarním období způsoben táním sněhové pokrývky. Hladina jezer s ledovcovým hydrologickým režimem kulminuje v létě při nejvyšších teplotách vzduchu a tedy i nejintenzivnějším tání ledovce. Tato jezera jsou typická i svým denním rytmem, který se odvíjí od teploty vzduchu přes den a v noci. Kolísání hladiny je tedy závislé na kolísání teploty vzduchu. U vysoko-tatranských jezer je tento rytmus zaznamatelný pouze v jarním nebo podzimním období, kdy teplota vzduchu v noci klesá pod bod mrazu, čímž je zastaven přítok vody z povodí. Toto kolísání je však jen velmi nepatrné. Roční chod výšky hladiny je tedy u tatranských jezer i jezer v ledovcových oblastech podobný, je však závislý na jiných klimatických činitelích.

9. Závěr

Nejdůležitější poznatky této práce lze shrnout takto:

- Vysoký úhrn srážek a nízký klimatický výpar zajišťují dostatek vody v jezerech po celý rok.
- Většina jezer je odtoková. Jsou živena přímými srážkami a přítokem vody z povodí.
- Hlavními činiteli ovlivňujícími kolísání hladiny jsou klimatické podmínky, genetický typ jezera a morfometrické vlastnosti jezerní pánve.
- Vodní stav jezer je závislý na ročním chodu srážek. Nejvyšší úrovně hladina dosahuje v období srážkového maxima, tedy v červnu a červenci. Nejnižší leží hladina v době nejnižších srážkových úhrnů, tj. od prosince do dubna.
- S přibývajícimi srážkami a rostoucími teplotami vzduchu v jarním období hladina jezer poměrně rychle stoupá až ke svému letnímu maximu. První fáze růstu (květen) je ovlivněna především táním sněhové pokrývky, druhá fáze (červen, červenec) přibývajícím množstvím spadlých srážek.
- S podzimním ubýváním srážek hladina jezera lineárně klesá k zimním minimálním hodnotám.
- Z hlediska genetických typů jezer, mají menší rozkolísanost hladiny karová jezera, a to díky povrchovému odtoku, který odvádí z jezerní pánve přebytečnou vodu a brání tak výraznějšímu kolísání hladiny. Toto se potvrdilo i u šumavských jezer.
- Z pohledu morfometrických hodnot jezerní pánve více kolísá hladina malých a mělkých jezer s podzemním odtokem.
- Zatímco u karových jezer nemá podzemní odtok významnější podíl na vodní bilanci, u morénových jezer je podzemní odtok jedním z hlavních činitelů podílejících se na hydrologickém režimu jezera.
- Podloží tvořené téměř nepropustným krystalinikem umožňuje rychlý odtok vody a tím i poměrně rychlou reakci hladiny na srážkové události. Závisí však na jednotlivých povodích. Je-li povodí jezera tvořeno spíše suťovým materiálem, trvá přítok vody déle než v povodí, které je z většiny tvořeno souvislým skalním podkladem.

- Sledování výšky hladiny vysoko-tatranských jezer má také význam pro jiné vědní disciplíny. Na mnoha lokalitách je kolísáním jezerní hladiny ovlivněn výskyt třídných půd. Ty se mohou objevovat na březích jezera při výraznějším a déletrvajícím poklesu hladiny.
- Porovnáním hydrologického režimu tatranských a šumavských jezer bylo dokázáno, že přestože jsou jezera stejného původu a leží v podobných zeměpisných šířkách, kolísání jejich hladin vykazuje zcela odlišný roční chod. Zatímco jezera v ledovcových oblastech, jejichž hydrologický režim je závislý na jiných fyzicko-geografických činitelích, mají roční chod změn výšky hladiny podobný jako jezera ve Vysokých Tatrách.
- Přítok i odtok Skalnatého plesa probíhá po většinu roku podzemními cestami. Vzhledem k výraznému kolísání jeho hladiny a extrémně propustné hrázi by bylo užitečné zabývat se tímto specifickým jezerem dále. Jezero geodeticky zaměřit (poslední geodetické zaměření se uskutečnilo na začátku 60. let 20. století). Kvantifikovat objem vody přitékající do jezera a vzhledem ke specifické hrázi jezera určit rychlost plnění jezerní pánve, respektive rychlost jejího vyprazdňování.

10. Seznam použitých zdrojů a literatury

BEITLEROVÁ, Hana. *Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygene (Ťan - Šan, Kyrgyzstán)*. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 2010. 74 s. Vedoucí práce Miroslav Šobr.

BRIEDOŇ, Vojtech, Kazimierz CHOMICZ a Mikuláš KONČEK. Sněhové pomery. In: KONČEK, Mikuláš. *Klíma Tatier*. Bratislava: Veda, 1974, s. 537-600.

ČERNÝ, Michal, Bohumír JANSKÝ a Miroslav ŠOBR et al. *Roční zpráva o řešení projektu za rok 2008–KYRGYZSKÁ REPUBLIKA. Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer. Příloha č. 6, Práce na modelové lokalitě Ala-Arča*. Jihlava: GEOMIN družstvo, 2008. 14 s.

ČERVENÝ, Jaroslav. *Podnebí a vodní režim ČSSR*. 1. vyd. Praha: SZN, 1984, 414 s.

DUB, Oto. Hydrológia Tatranského národného parku. In *Príroda Tatranského národného parku*. HIRŠ, Milan. 1. vyd. Martin, 1956. s. 110-124.

DUB, Oto. *Hydrológia, hydrografia, hydrometria*. 2. preprac. vyd. Bratislava: Slovenské vyd. techn. lit., 1963, 526 s.

DUB, Oto. *Limnologia: hydrologia jazier a barín*. Bratislava: Slovenská akadémia vied, 1953, 109 s.

GOREK, A. a Š. KAHAN. *Prehľadná odkrytá geologická mapa Tatier*. 1:100 000. In: STRNKA, Miroslav a Aladár MARČEK. *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Tatranská Lomnica: Správa Tatranského národného parku, 1973, príloha.

GREGOR, Viktor a Juraj PACL. Hydrológia tatranských jazier. *Acta hydrologica Slovaca*. 2005, roč. 6, č. 1, s. 161-187.

GREGOR, Viktor. Morfologické zmeny tatranských plies zanášaním. *Geodetický a kartografický obzor*. 2005, 51/93, č. 1, s. 9-14.

HOOD, J. L., M. HAYASHI a J. W. ROY. Preliminary assessment of groundwater contribution to the hydrology of an alpine lake in the Canadian Rockies. In: GINOT, P. a J. E. SICART. *Glacier mass balance changes and meltwater discharge*. International Association of Hydrological Sciences, 2007, s. 39-48.

HORNÍK, Stanislav a kol. *Fyzická geografie II*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1986. 319 s.

CHOMICZ, Kazimierz a Ferdinand ŠAMAJ. Zrážkové pomery. In: KONČEK, Mikuláš. *Klíma Tatier*. Bratislava: Veda, 1974, s. 443-536.

IVY-OCHS, Susan, Hanns KERSCHNER, Anne REUTHER, Max MAISCH, Rudolf SAILER, Joerg SCHAEFER, Peter W. KUBIK, Hans-Arno SYNAL a Christian SCHLÜCHTER. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . Geological Society of America – Special Papers. 2006, č. 415, p. 43-60.

JANSKÝ, Bohumír a Miroslav Šobr a kol. *Jezera České republiky*. Praha: Univerzita Karlova, 2003, 199 s.

KALVODA, Jan. *Geomorfologický vývoj hřebenové části Vysokých Tater*. Praha: Academia, 1974, 65 s.

KLIMASZEWSKI, Mieczysław. *Rzeźba Tatr Polskich*. 1. vyd. Warszawa: Państwowe wydawnictwo geologiczne, 1988.

KOCUM, Jan. *Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v českém povodí Řezné*. Praha, 2004. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Bohumír Janský.

KONČEK, Mikuláš a kol. Klimatické pomery Tatier. In: STRNKA, Miroslav a Aladár MARČEK. *Sborník prác o Tatranskom národnom parku*. Tatranská Lomnica: Správa Tatranského národného parku, 1973, s. 239-324. 15.

KONČEK, Mikuláš a Michał ORLITZ. Teplotné pomery. In: KONČEK, Mikuláš. *Klíma Tatier*. Bratislava: Veda, 1974, s. 89-179.

KOTARBA, Adam. Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains. *Mountain research and development*. 1992, roč. 12, č. 2, s. 105-129

KOTTEK, Markus, Jürgen GRIESER, Christoph BECK, Bruno RUDOLF a Franz RUBEL. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*. 2006, Vol. 15, No. 3, s. 259-263.

KRÁL', Pavol'. Nové poznatky o vzniku Štrbského plesa. *Tatry*. 2006, č. 2.

KUNSKÝ, Josef. *Československo fyzicky zeměpisně*. 1. vyd. Brno: Státní pedagogické nakladatelství, 1974. 251 s.

LÁCIKA, Ján. Geomorfologie. In: *Tatry: příroda*. Praha: Baset, 2010, s. 33-44.

LJUNGGREN, E. *Water balance estimates and modelling hydrological processes in a small Alpine catchment: the High Tatra Mountains, Slovakia*. Prague, 2002. MSc. Thesis. Czech Technical University in Prague, Faculty of Civil Engineering.

LUKNIŠ, Michal. Problémy Štrbského plesa a jeho ochrany. *Geografický časopis*. 1959, č. 11, s. 241-253.

LUKNIŠ, Michal. Reliéf Tatranského národného parku. In: STRNKA, Miroslav a Aladár MARČEK. *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Tatranská Lomnica: Správa Tatranského národného parku, 1973, s. 89-142. 15.

LUKNIŠ, Michal. *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Prvé vydanie. Bratislava: Slovenská akadémia ved, 1973. 375 s.

MIDA, Peter. *Zaľadnenie Vysokých Tatier*. Praha, 2009. 84 s. Bakalárska práca. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce Marek Křížek.

MIDA, Peter. *Glaciálna modelácia karov a stratigrafia morén Vysokých Tatier*. Praha, 2011. 177 s., 22 s. příl. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce Marek Křížek.

NEMČOK, Ján. Horninové podložie. In: Tatranský národný park. VOLOŠČUK, Ivan. 1. vyd. Martin: Gradus, 1994. s. 14-24.

NIEDŹWIEDŹ, Tadeusz. Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research and Development*. 1992, Vol. 12, No. 2, s. 131-146.

PACL, Jiří a Viktor GREGOR. Plesa. In: BALÁŽ, Erik. *Tatry: příroda*. 1. vyd. Praha: Baset, 2010, s. 237-246

PACL, Jiří. Hydrologie. In: BALÁŽ, Erik. *Tatry: příroda* 1. vyd. Praha: Baset, 2010. s. 247-254.

PACL, Jiří. Vodstvo. In: BALÁŽ, Erik. *Tatry: příroda*. 1. vyd. Praha: Baset, 2010. s. 231-238.

PACL, Juraj. Hydrológia Tatranského národného parku. In: STRNKA, Miroslav a Aladár MARČEK. *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Tatranská Lomnica: Správa Tatranského národného parku, 1973, s. 181-238. 15.

PACL, Juraj. Vodná bilancia Štrbského plesa. *Meteorologické zprávy*. 1963, roč. 16, č. 5, s. 123-129.

PACL, Juraj. Vodstvo. In: VOLOŠČUK, Ivan. *Tatranský národný park*. 1. vyd. Martin: Gradus, 1994. s. 66-77.

PARTSCH, Joseph. *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. Leipzig: F. Hirt, 1923, 220 s.

POCIASK-KARTECZKA, Joanna a Adam CHOIŃSKI. Recent trends in ice cover duration for Lake Morskie Oko (Tatra Mountains, East-Central Europe). *Hydrology Research*. 2012, Vol. 43, No. 4, s. 500-506.

PORUBSKÝ, Anton. *Vodné bohatstvo Slovenska*. 1. vyd. Bratislava: Veda, 1991, 318 s.

RYBNÍČKOVÁ, Eliška a Kamil RYBNÍČEK. Pollen and macroscopic analyses of sediments from two lakes in the High Tatra mountains, Slovakia. *Vegetation History and Archaeobotany*. 2006, Vol. 15, n. 4, s. 345-356.

SMOLEN, František a Marian OSTROŽLÍK. Podnebie. In: VOLOŠČUK, Ivan. *Tatranský národný park*. Martin: Gradus, 1994, s. 53-66.

SMOLEN, František a Mieczysław KOŁODZIEJEK. Žiarenie. In: KONČEK, Mikuláš. *Klíma Tatier*. Bratislava: Veda, 1974, s. 51-88.

ŠOBR, Miroslav a Julius ČESÁK. Methodology and Results of Bathymetric Measurements of the Selected High Tatra Glacial Lakes. *Acta Universitatis Carolinae*. 2006, Vol. 20, Nos 1-2, s. 109-120.

ŠOBR, Miroslav. *Jezero Laka*. Praha, 1999. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Bohumír Janský

ŠPORKA, Ferdinand, David M. LIVINGSTONE, Evžen STUHLÍK, Jan TUREK a Joanna GALAŠ. Water temperatures and ice cover in lakes of the Tatra Mountains. *Bilogia*. 2006, roč. 61, č. 18, s. 77-90.

TUREK, Jan. *Hydrologický režim vysokohorských jezer na území Vysokých Tater*. Praha, 2002. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Evžen Stuchlík.

URDEA, Petru. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. *Developments in Quaternary Sciences: Quaternary Glaciations Extent and Chronology — Part I: Europe*. 2004, Vol. 2, p. 301–308.

VRÁNEK, Tomáš. *Plešné jezero*. Praha, 1999. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta.

ZBOŘIL, Aleš a Bohumír JANSKÝ. Prášilské jezero. In: JANSKÝ, Bohumír a Miroslav ŠOBR. *Jezera České republiky*. Praha: Univerzita Karlova, 2003, s. 24-34.

10.1 Internetové zdroje

Climatological Information - Poprad. *World Weather Information Service* [online]. [cit. 2012-03-30]. Dostupné z: <http://www.worldweather.org/011/c01227.htm>